

**ESCUELA TECNICA SUPERIOR
DE
INGENIEROS DE MINAS
DE MADRID**

TESIS DOCTORAL

**ESTUDIO GEOLOGICO Y METALOGENICO DE LA ZONA
DE BEARIZ (ORENSE)**

**Presentada por:
RICARDO CASTROVIEJO BOLIBAR**

**Director:
D. TIRSO FEBREL MOLINERO**

**ESCUELA TECNICA SUPERIOR
DE
INGENIEROS DE MINAS
DE MADRID**



TESIS DOCTORAL

**ESTUDIO GEOLOGICO Y METALOGENICO DE LA ZONA
DE BEARIZ (ORENSE)**

553.45 CAS A-6-3-18 T



000345985

4-2-98

553.45 CAS A 6-3-18 T
Sala
R. 263

**Presentada por:
RICARDO CASTROVIEJO BOLIBAR**

**Director:
D. TIRSO FEBREL MOLINERO**

ESTUDIO GEOLOGICO Y METALOGENICO DE LA ZONA DE BEARIZ (ORENSE)

**TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL TITULO DE
DOCTOR INGENIERO DE MINAS**

RICARDO CASTROVIEJO BOLIBAR
XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX

- Escuela Técnica Superior de Ingeniero
de Minas de Madrid.
- Mineralogisch-Petrographisches Institut de
la Universidad de Heidelberg (R.F. Alemana).

Trabajo dirigido por el Prof. T. Febrel.

I N D I C E

PGS

PRESENTACION DEL TRABAJO

I <u>INTRODUCCION</u>	1
I.1. Situación, extensión y comunicaciones de la zona estudiada	1
I.2. Antecedentes. Conocimientos actuales	2
a) Minería	2
b) Investigación	4
c) Estudios geológicos	5
I.3. Objetivos y método de la investigación	6
I.4. Economía del Estaño en España. Datos	8
a) Producción y consumo	9
b) Comercio exterior	11
c) Precios	12
d) Situación actual de la minería del estaño en España	13
e) Conclusiones	14
I.5. Minería del estaño en Galicia. Necesidad de la investigación	15
II. GEOLOGIA	18
II.1. Descripción de la zona de Beariz	18
a) General	18
b) Minas	19
c) Geología (rocas ígneas, de contacto y — metamórficas; fenómenos que acompañan la mineralización) .	21
II.2. Marco geológico regional	36
a) Tectónica	36
b) Datación	38
c) Petrografía y génesis	39
d) Metalogénia	39
II.3. Petrografía	41
a. Rocas del metamorfismo regional	41
1) Esquistos y micacitas	41

2)	Cuarzoitas; secreciones de cuarzo	57
3)	Esquistos anfíbólicos	59
4)	Características del metamorfismo regional	60
b.	Rocas ígneas	61
1)	El stock granítico	61
2)	Facios de borde	66
3)	Diques y filones	67
4)	Conclusiones	69
c.	Efectos de contacto de la intrusión granítica	70
1)	Rocas del contacto. Conclusiones	70
2)	Otras rocas; filones y diques. Procesos relacionados	80
d.	Petrografía de las zonas mineralizadas por el granito de Beariz	83
e.	Otras zonas de interés por su petrografía	85
II.4.	Tectónica	86
a.	Introducción	86
b.	Geología estructural de la zona de Beariz	87
1)	Esquistosidad y lineaciones: Geometría	87
2)	Fracturación: Geometría	88
3)	Interpretación	88
c.	Geología estructural de las zonas mineralizadas	99
d.	Fallas. Tectónica y magmatismo	103
e.	Resumen y Conclusiones	107
III.	METALOGENIA	116
III.1	Introducción	116
III.2	Grupo de Magros	117
III.3	Grupo de Marcapán	132
a.	Filones Turmalíferos ("caixa")	133
b.	Filones mineralizados	137
c.	Zona de Muradán y otras	149

4. Otras zonas	151
5. Conclusiones. Prospección	157
IV. CONCLUSION	162
1. Resumen	162
2. Cuestiones propuestas para ulteriores in- vestigaciones	163
V. BIBLIOGRAFIA	166

Agradecimiento

Deseo expresar mi gratitud

ante todo, al Prof. D. Tirso Febrel, por su desinteresada ayuda y por la corrección del presente estudio,

asimismo, al Prof. D. Jorge Doetsch, por su apoyo, por sus consejos durante el trabajo y por haber puesto a mi disposición los laboratorios de la Cátedra de Mineralogía y Petrografía; igualmente, a todo el personal de esta cátedra, especialmente a mis compañeros A. Cueto, B. Alpanseque y G. Rivas, por su eficaz colaboración,

a los Profesores Randohr, Anstutz y van der Kaaden y al Dr. Kirchmayer, del "Mineralogisch-Petrographisches Institut" de la Universidad de Heidelberg, por sus orientaciones en los problemas de metalogenia, petrografía y tectónica; al "Deutscher Akademischer Austauschdienst", organismo al que debo la beca que hizo posible mi estancia de un año y medio en dicha Universidad,

a mis compañeros J.L. Coullaut y J. Armengot, por la introducción que me permitió conocer la zona de Beariz y a la compañía IBERGESA, cuya ayuda económica facilitó mi trabajo de campo,

al Instituto Geológico y Minero, al que debo gran parte de la bibliografía utilizada y especialmente a los Dres. Quesada y Alfaro, por su colaboración y al personal de la Sección de Petrografía, por la preparación de las muestras y por su ayuda en diferentes problemas,

a D. Alfredo Barros, propietario de la Mina Santa María, - que me ha dado toda clase de facilidades y a cuantos me han acompañado en las visitas a las diferentes labores.

Igualmente, a todos cuantos de una forma u otra, han contribuido a la realización del presente trabajo y cuyo número no me permite mencionarlos personalmente, deseo también expresarles mi profundo agradecimiento.

Madrid, Mayo 1.974

PRESENTACION DEL TRABAJO

El presente estudio, partiendo de un análisis (I) de la minería del estaño en España, se ocupa sucesivamente (II) de la Geología, la Petrografía y la Tectónica de la zona estannífera - de Bearis, encuadrada en su marco geológico regional, para llegar a un resumen de la historia geológico-tectónica de la misma durante la Orogenia Herciniana. Finalmente se estudia la Metalogenia - (III) de las diversas mineralizaciones de interés económico y se dan orientaciones para una prospección minera, proponiendo a continuación (IV) algunos problemas, cuya solución queda pendiente - de ulteriores investigaciones.

Acompañan un plano geológico de la zona (esc. 1:20.000), - dos planos de detalle de las principales zonas mineras y una hoja en que se han reunido todos los diagramas de Geología Estructural.

I.- **INTRODUCCION**

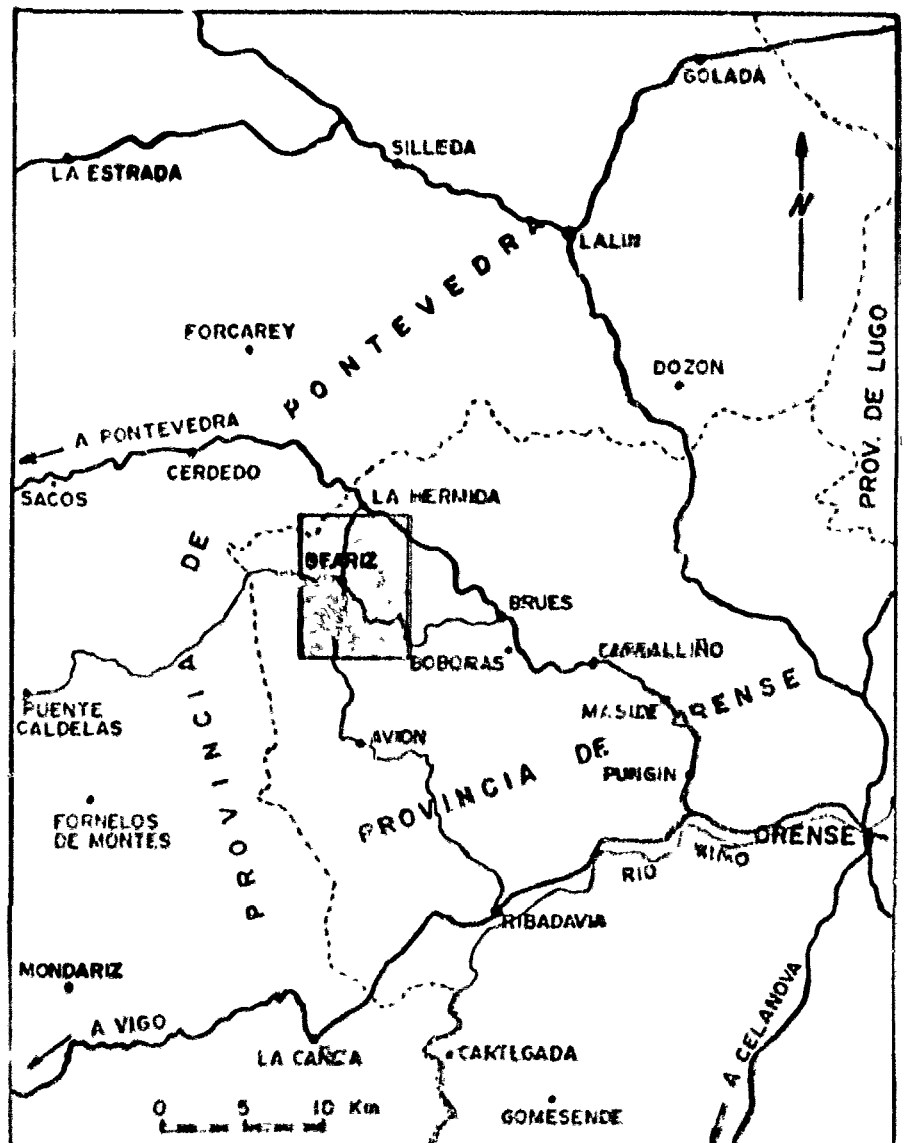
I.- INTRODUCCION

I. 1) Situación, extensión y comunicaciones de la zona estudiada.

La zona minera de Beariz está situada en el ángulo NW de la Provincia de Orense (Fig. 1). Hemos estudiado un área de unos 60 Km², comprendida entre los paralelos 42° 25' y 42° 30' de latitud Norte y los meridianos 8° 13' 15" y 8° 18' 15", al Oeste del meridiano de Greenwich. Esta área está contenida en la hoja de Puente-Caldelas, nº 186 del Plano Topográfico Nacional, a escala 1 : 50.000.

Fig/ 1.

Localización de Beariz; la zona estudiada se ha marcado con un rectángulo.



Bearia está situada a unos 6 Km. al S. de la carretera nacional de Orense a Pontevedra, tomando la desviación a Ribadavia a la altura de La Herida. También se puede ir desde Pontevedra - por la carretera de Puente-Caldelas y desde Carballiño por la de - Brusa (Boborás). Las demás vías de comunicación en esta zona son - caminos, pistas y vías abiertas por el Servicio Forestal, de las - cuales las más importantes se han marcado también en el plano geológico.

Se ha añadido una pequeña zona en el ángulo SE para poder incluir la mina de Amarante, situada al SE de Cardelle, como - puede verse en el plano geológico. Esta mina, abandonada como las - demás, no constaba en ningún plano, por eso no figuraba en el plan - de trabajo inicial.

I. 2) Antecedentes. Conocimientos actuales.

I. 2. a). Minería.

La minería de esta zona parece tener un origen antiguo; algunos autores estiman que se remonta a la época de Carlos III, aunque no se sabe con exactitud la época en que comienza, pues como hace notar VIE (1.971): "Los autores antiguos, como Posidonio, - - Estrabón y Diodoro de Sicilia citaban el NW. de España y el puerto - de Artalvis (Coruña actualmente) entre las tres regiones estanníferas de la parte occidental del Continente (con las Cassitérides y las Islas Británicas).

Los yacimientos explotados son de varios tipos: pegmatitas, filones de cuarzo mineralizados, greisen y aluviones (v. Plano Geológico y Pl. 2 y 3). Las primeras se presentan sobre todo en - una banda de dirección NNW - SSE. Esta se extiende paralelamente al borde oriental del batolito granítico que cubre la mitad sur-occidental de la provincia de Pontevedra, se prolonga hacia el NNW durante unos 15 Km. y termina en la provincia de Pontevedra; es también paralela a la dirección general de la esquistosidad en dicha zona. Frecuentemente las pegmatitas están caolinizadas, dando lugar entonces

la explotación de "barros", que permiten beneficiar estaño en -
pequeñas concentraciones gracias a la disminución de los costes de
arranque. Sin embargo la alteración no suele alcanzar grandes pro-
fundidades, por lo que la explotación no ha podido avanzar mucho y
actualmente están paradas la mayoría de las minas. Asociados a -
estas pegmatitas se encuentran a veces fenómenos de greisenización.

El desmantelamiento de estos yacimientos por erosión -
ha dado lugar a la concentración de casiterita en aluviones que son
explotados actualmente a lo largo del río Doade, en un área cuyo -
extremo meridional llega a aparecer en el borde occidental de - -
nuestra zona (al SW de Bouza). (asimismo se han obtenido pequeñas
cantidades de casiterita por lavado de las arenas de la mayoría de
los arroyos que drenan estas zonas mineralizadas, pero siempre por
procedimientos rudimentarios, realizados por los habitantes de las
aldeas de los alrededores).

También la banda pegmatítica (que ha sido estudiada por
HENSEN, 1.967) queda fuera de la zona que nos ocupa en su mayor par-
te, pues sólo llega a aparecer uno de los diques mineralizados en el
borde occidental de la misma, al W de los pueblos de Couso y Villari-
ño.

Los filones de cuarzo mineralizados, asociados a veces
con fenómenos de greisenización del granito en el contacto, consti-
tuyeron la principal explotación de la zona que nos ocupa. Se bene-
ficiaba esencialmente casiterita, pero también algo de wolframita y
scheelita. Casi todos están relacionados con la cúpula granítica que
aparece en el centro de la zona. En gran parte han sido explotados -
por "aventureiros", mediante labores de rapia, lo que no quiere de-
cir que no se hayan obtenido grandes cantidades de mineral. Este era
fundido en los mismos pueblos de la zona, donde los propietarios de -
los hornos los compraban directamente a los trabajadores. Hubo explota-
ción organizada de algunas de las minas. Actualmente están todas ellas
paradas.

La actividad minera de este tipo de yacimientos se había
centrado en dos zonas principalmente: la de Magros y la del cerro de
Marcofán, a las que en algunos informes se designa también con los -
nombres de "Seijo" (o "Castellos") y "Balcobo" (o "Muradís") respec-
tivamente. En los planos 2 y 3 puede verse la situación de las con-

cesiones de explotación respectivas. Podemos considerar también asociada al primer grupo la mina "Os Castelos", situada al SW del mismo y también incluimos en él la mina Picos Blancos, situada al otro lado (N) del cerro del mismo nombre y las labores superficiales de explotación de wolframita, situadas todavía un poco más al N. Asimismo incluimos en el grupo de Marcofán, además de las concesiones situadas en la falda occidental de dicho cerro, las labores realizadas a lo largo del contacto NNW del granito (hasta Muradés) y las labores de escasa importancia, situadas más al N, al SW de Leboán. Es indudable que en ambos tipos de yacimientos hay relación con la intrusión granítica.

Hacia el extremo SE de la zona aparecen también filones de cuarzo con casiterita-concesión "Imprevista", explotados por los mismos métodos que los demás, que no muestran relación clara con ningún afloramiento de granito visible. Por el contrario, la mina que aparece hacia el extremo SW, es el fin de la mencionada banda de pegmatitas, relacionada con el granito de la provincia de Pontevedra, que aparece unos 2,5 Km. hacia el W (V. Fig. 15).

Con esto tenemos situadas todas las explotaciones de la zona. Pocos datos más hay de estas minas, puesto que no se ha hecho ninguna publicación. La mayor parte de la escasa información procede de informes internos, no garantizados y que no siempre se pueden comprobar "in situ", por las dificultades de acceso, pues algunas de las minas se han hundido o inundado y los rasgos de superficie quedan frecuentemente ocultos por la abundante vegetación, hecho que se ha agravado con la repoblación forestal (cf. Descripción, II.1.b.).

I.2.b).- Investigación.

La investigación minera de esta zona ha sido muy escasa. La mayor parte es superficial y ha sido realizada por los "aventureros". En la zona de Marcofán se realizó la labor de investigación más importante, consistente en un transversal de 200 m. de longitud -ejecutado en 1.943 por el Instituto Geológico y Minero - el cual cortó un paquete de 13 filones ya reconocidos en superficie y de los cuales el último alcanzaba una profundidad de 70 m., lo que permitiría abrir un

campo relativamente bueno para su explotación.

**Con las escasas investigaciones realizadas, no se puede --
contar con ninguna base seria para una ubicación. Todas las realiza-
das hasta la fecha lo han sido como meras hipótesis, variando mucho --
las cantidades y leyes según el criterio del propietario de las minas
o de sus posibles compradores (ALFARO, 1.970).**

I.2.e).- Estudios geológicos.

**Es escaso el número de trabajos de investigación geológica
y metalogénica que se han hecho en la zona estannífera gallega, a --
pesar de los trabajos de síntesis regional que han hecho notables in-
vestigadores como SCHULZ (1.835) o HERNANDEZ SAMPELAYO (1.934) desde
el siglo pasado. Completados estos trabajos con otros posteriores, se
puede contar en la actualidad con los siguientes planos geológicos --
(se citan solamente aquellos que incluyen la zona de Bearis), que --
ofrecen una información general:**

**-Mapa petrográfico estructural de Galicia, escala --
1 : 400.000, I. Parga-Pondal, 1.963. Instituto Geológico y Minero
de España.**

**-Carte Geologique du NW de la Peninsule Iberique. --
Echelle 1 : 500.000, 1.967, Según acuerdo de la I Reunión sobre --
Geología de Galicia y Norte de Portugal y editada por los Servicios
Geológicos de Portugal.**

**-Mapa Geológico a escala 1 : 200.000, 1.970, editado
por el Instituto Geológico y Minero de España.**

Para la realización de la cartografía nos hemos servido de la fotografía aérea a escala 1:20.000 del Patrimonio Forestal del Estado (Ministerio de Agricultura).

Aunque se han publicado trabajos de Investigación Minera - sobre mineralizaciones parecidas a la que nos ocupa, en otras zonas - concretas de la región gallega (P. ej. PARGA-PONDAL, 1.929, 1.948, 1.965; van ZUUREN, 1.965; HENSEN, 1.967; HILGEN, 1.970) o portuguesa (NEIVA, 1.944, 1.945; SIULJK, 1.963; THADEU, 1.965; MALJER, 1.965; CONDE, PEREIRA, RIBEIRO Y THADEU, 1.971, etc.), los yacimientos de Bearis no han sido - objeto de ninguna publicación. Han sido visitados, en cambio, por investigadores como SCHNEIDERHORN (1.937) y BRINKMANN (1.939), pero no han - publicado ningún trabajo de detalle, sino que han dejado solamente un - informe breve, en que dan su opinión sobre la rentabilidad de ciertas - minas. Más tarde los menciona AHLFELD (1.958, P.112) muy sucintamente, - aunque con más extensión que SCHNEIDERHORN (1.941, P.137).

En la actualidad, la región gallega está siendo objeto de - estudios sistemáticos por parte del Laboratorio Geológico de Lage y de varias universidades extranjeras, sobre todo la de LEIDEN (HOLANDA). Sus publicaciones y las de las reuniones sobre Geología del NW de la - Península Ibérica permiten ya un enfoque general de la región, en el - que nos basaremos en este estudio (cf. "Descripción", II.2).

I.3).- Objetivos y métodos de la investigación.-

El objeto del presente trabajo es el estudio de la zona minera de Bearis desde el punto de vista geológico, metalogénico y minero. Respecto a este último, hay que destacar que había una abundante producción de estaño y tungsteno, sobre todo en los años de la post-guerra, pero desde entonces ha ido decreciendo, hasta llegar a la situación - actual, en que ha dejado de trabajarse por completo. Aunque todavía - quedan filones sin explotar, no se conoce cuál puede ser la verdadera - importancia de las reservas. Es necesaria, por tanto, una investigación que ponga en claro el origen de esta mineralización, sus condiciones de formación, la probabilidad de que haya cantidades de mineral mayores en profundidad, y la localización de zonas favorables, en que puedan encontrarse nuevas reservas. Para ello es necesario el estudio detallado de

las paragénesis que se dan en las minas explotadas, con vista al establecimiento de criterios que puedan servir de guía a la hora de buscar estas nuevas zonas favorables.

El plan de trabajo seguido abarca tres fases:

1ª).- Cartografía, toma de muestras y observaciones en el campo y en la mina, con vistas a la

- confección del plano geológico a escala 1: 20.000, a partir de Fotografía Aérea a la misma escala.
- determinación del tipo de metamorfismo regional.
- id. del metamorfismo de contacto debido a la intrusión granítica.
- Observaciones sobre elementos estructurales en la zona, fenómenos asociados a la mineralización en las minas, etc.

2ª).- Trabajos de Laboratorio, realizados en los Laboratorios de Mineralogía y Petrografía y de Metalogenia de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid y del "Mineralogisch - Petrographisches Institut" de la Universidad de Heidelberg.

Con ello se pretende, aparte del esclarecimiento de los puntos mencionados en el primer apartado:

- el estudio y la clasificación de los distintos tipos de rocas.
- el establecimiento de los fenómenos relacionados con la mineralización (tipo de alteración, etc.)
- la obtención de planos estructurales y diagramas rosa de los sistemas de fracturas; mediante este punto y el anterior, se busca - obtener guías para futuras prospecciones.
- el estudio de la mineralización, el establecimiento de temperaturas de formación, etc.

3ª).- Conclusiones: tipo de mineralización: paragénesis y su origen,

establecimiento de importancia económica, zonas de interés minero (o con mayor probabilidad de mineralización) para la realización

de futuras prospecciones en partes hasta ahora no conocidas o no explotadas de la zona.

El tema de la presente investigación, es por tanto, de un claro interés económico, aparte del significado científico de los resultados buscados.

Conviene considerar brevemente algunos datos sobre la situación actual de la minería y metalurgia del estaño en España, para comprender mejor la urgente necesidad de encontrar nuevas reservas de estaño y por qué se buscan en esta región.

I.4.)- Algunos datos sobre la economía del estaño en España.

Según el informe de la "Comisión de Industria Básica de Metales no Ferreos y sus Minerales", para el II Plan de Desarrollo Económico y Social (1.967), hay en actividad 25 minas o grupos mineros, localizados en Galicia, Extremadura, Salamanca y Zamora, extendiéndose las reservas de mineral de estaño a lo largo de la frontera con Portugal en una amplia zona que, partiendo de Galicia, pasa por Salamanca y Zamora y termina en Extremadura, con ramificaciones hacia Córdoba. Según esto se presenta (informe para el III Plan de Desarrollo 1.971) el siguiente mapa de indicios de estaño en España (fig. 2).

Sin embargo, según la Comisión ya mencionada, "tales reservas son insuficientemente conocidas, siendo necesario un importante esfuerzo investigador, cuyos resultados permitan la sustitución de las actuales importaciones)". Analizando las inversiones necesarias, se destina un 8 % de la inversión total a los gastos de investigación, pues en el quinquenio anterior (1.962 - 67), se había investigado una extensión que representa el 6 % del total de superficie con posibilidades estanníferas. Esta situación siguió en los años inmediatamente posteriores, si bien últimamente, según el Plan Nacional de Investigación Minera, se está investigando con mayor intensidad.

Veremos a continuación lo que significa la situación actual de la minería del estaño para la economía nacional. (ALVARO, 1.970 ; Com. II Pl. Desarrollo, 1.967; Contestación Com. III P.D., 1.970 ; -- Informe III P.D., 1.971).

I.4.a) Producción y consumo.--

El reducido nivel de la producción de mineral de estaño y el consumo creciente de este metal en la industria determinan un ritmo de importaciones que, en el último quinquenio, alcanzaron un valor medio anual de 384 millones de Pts. En este período, la producción nacional apenas si alcanzó el 10 % del consumo aparente de este mineral, según puede observarse en el cuadro I.

C U A D R O I

(ALFARO, 1.970)

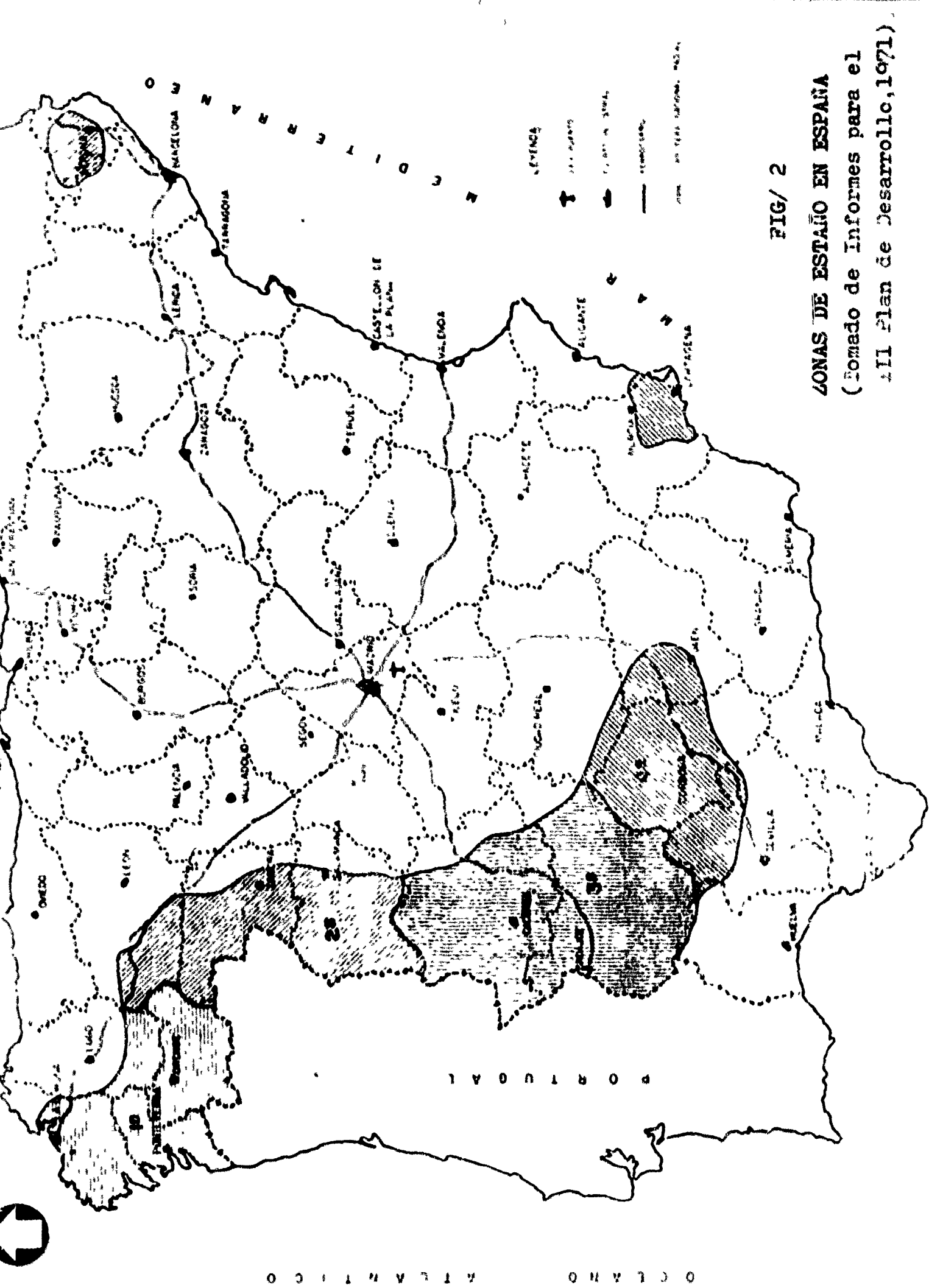
PRODUCCION Y CONSUMO DE CASITERIA Y ESTAÑO

<u>CASITERITA</u>			<u>ESTAÑO</u>		
Producción		Consumo aparente	Producción		Consumo aparente
(Tm)			(Tm) (2)		
		(Tm) (1)			(Tm) (1)
1957	828	911	888		1.138
1958	893	893	615		655
1959	523	543	798		814
1960	348	838	1.158		1.694
1961	384	2.672	917		1.041
1962	431	1.486	924		981
1963	297	3.121	1.529		1.643
1964	149	3.352	1.802		1.354
1965	188	2.623	1.816		1.503
1966	375	3.518	1.907		2.061
1967	291	2.390	1.852		1.812
1968	233	2.774	—		—

(1) Producción + Importaciones- Exportación.

(2) Estaño de primera fusión.

Estos datos muestran como la producción de mineral, que prácticamente abastecía a la demanda en el trienio 1957-60, pasó a representar una proporción ínfima de la misma, debido, de una parte, a una disminución registrada en la actividad productora y, por otra, al acelerado ritmo de crecimiento del consumo. La media del déficit anual en el último quinquenio ascendió



FIG/ 2

ZONAS DE ESTADO EN ESPAÑA
 (Tomado de Informes para el
 II Plan de Desarrollo, 1971)

a 2.684 Tm. Puede observarse, por tanto, un considerable desfase entre la producción y el consumo, lo que constituye un importante saldo negativo en la balanza de pagos nacional.

En lo que se refiere al estaño (metal), la situación es — parecida, como reflejan los siguientes datos tomados del mencionado informe para el II Plan de Desarrollo:

Cobertura del consumo interno por la producción nacional — (estaño).

<u>Años</u>	<u>1964</u>	<u>1965</u>	<u>1.966</u>	<u>1967</u>
<u>Porcentajes</u>	15,9	22,8	18,2	27,08

I.4.b) Comercio exterior.—

El cuadro que figura a continuación presenta el detalle del comercio exterior de mineral de estaño y su valor hasta el año 1.968

C U A D R O II (ALFARO 1.970)

MINERAL DE ESTAÑO — COMERCIO EXTERIOR

<u>AÑO</u>	<u>IMPORTACION</u>		<u>EXPORTACION</u>	
	<u>Cantidad (Tm)</u>	<u>Valor (Millones pts)</u>	<u>Cantidad (Tm)</u>	<u>Valor (Millones pts)</u>
1957	83	0,30	—	—
1958	—	—	—	—
1959	20	0,09	—	—
1960	568	45,51	78	1,79
1961	2.305	198,73	17	1,60
1962	1.058	93,56	3	0,06
1963	2.824	226,04	—	—
1964	3.218	437,38	15	0,51
1965	2.436	394,86	1	0,06
1966	3.143	445,58	—	—
1967	2.099	266,64	—	—
1968	2.542	376,38	—	—

Vemos que de unas importaciones nulas o muy reducidas en los años anteriores a 1960, últimamente se ha pasado a importar cantidades considerables, cuyo coste anual oscila en torno a los 400 millones de pta.

Las exportaciones, por el contrario, apenas si alcanzan las 114 toneladas, en este periodo de doce años; fueron realizadas entre los años 1960 y 1965, fecha a partir de la cual no se ha vuelto a registrar ninguna actividad en este sentido.

No sólo el informe para el II Plan de Desarrollo corrobora estos datos, sino que en la contestación a cuestionario para el III Plan, se prevé que se aumentará la capacidad de las cinco fundiciones que integran el subsector del estaño, que ya en 1.966 era de 9.850 Tm. de Estaño contenido. Para 1.975, el consumo de estaño contenido para abastecer las necesidades nacionales se cifra en 7.300 Tm. Por tanto, la minería nacional, con su producción "estimada" en unas 1.100 Tm. de mineral, con 800 Tm. de estaño contenido (oficialmente 414 Tm. de mineral, con 265 Tm. Sn contenido), sólo cubre una pequeña parte de las necesidades.

En resumen, según las citadas fuentes más del 80 % de la materia prima necesaria proviene de importación. Se considera que de las 7.300 Tm. de Sn o contenido necesarias para 1.975, con los actuales recursos. 4.700 Tm, deberían ser de importación, con un valor (a precios de 1971) aproximadamente de 1960 millones de Ptas. Los avances exploratorios hasta 1980 indican que las posibilidades seguirán en aumento progresivo, y se estima que las necesidades de estaño del mercado nacional serán del orden de 8.500 Tm. de Sn contenido.

I.4.e) Precios del estaño.-

La serie que refleja la evolución de los precios del mineral presenta numerosas oscilaciones a lo largo de los once últimos años (ALFARO, 1970). No obstante este comportamiento irregular, se puede apreciar en ella una tendencia al alza.

En 1958 y 1959, los precios disminuyen de manera continua, hasta alcanzar, a principios de 1.960, el precio mínimo (90 pta/Kg. de Sn contenido). En esta época es cuando cerró la mina Santa María, última de las que trabajaban en la zona de Beariz.

A partir de esta fecha, los precios se incrementan de manera continua, salvo pequeños descensos en 1.961 y 1.963, hasta alcanzar, a finales de 1.965, la cifra máxima lograda en los once años (285 pts./Kg. de Sn contenido); alcanzada esta cota máxima, los precios descienden en el periodo 1.966-1.968, si bien de manera poco acusada. A fines de 1.968, el precio registraba un valor de 220 pts/Kg. de Sn contenido.

Esta evolución puede seguirse en el cuadro III, donde se recogen, para cada año, los precios máximos y mínimo registrados en su transcurso, así como el precio medio.

La tendencia al alza se confirma según los datos más recientes, llegándose en 1.974, en el contexto general de la crisis energética, a precios superiores a 500 pts/Kg. lo que supone un gran aumento en los gastos de importación.

C U A D R O I I I

PRECIOS DE MINERAL DE ESTAÑO EN ESPAÑA (según ALFARO, 1.970)

(En pts/Kg. de estaño contenido)

<u>Año</u>	<u>Precio máximo</u>	<u>Precio mínimo</u>	<u>Precio medio</u>	<u>Incremento</u>
1.958	175	160	167	-
1.959	170	90	130	- 22,2
1.960	165	90	127	- 2,3
1.961	170	165	167	+ 31,5
1.962	180	170	175	+ 4,8
1.963	170	165	167	- 4,6
1.964	220	170	195	+ 16,8
1.965	285	220	252	+ 29,2
1.966	285	220	252	+ 3,9
1.967	240	230	235	- 10,3
1.968	225	220	222	- 5,5

I.4.d). Situación actual de la minería del estaño en España.

Si se compara la evolución de los precios con la de la producción de la minería del estaño en España, resulta que ambas se han movido paralelamente, aumentando o disminuyendo en los mismos años, con la -

única excepción del año 1.964, en que los precios registran incremento, -- mientras que la producción desciende. Esta dependencia, que se mantiene a lo largo de diez años, no puede atribuirse al azar, sino que pone de -- manifiesto la falta de organización y de medios de la minería del estaño en España. En efecto, hasta la época actual han predominado pequeñas -- minas de tipo familiar, explotadas con medios rudimentarios y con inversiones mínimas. Por otra parte, algunas minas, después de efectuar importantes inversiones, han fracasado económicamente, debido, en su mayor -- parte, a desacertados programas de investigación y explotación, mientras que otras trabajan por debajo de sus posibilidades.

I.4.e). Conclusiones.

Se deducen las mismas según cualquiera de las fuentes que se han consultado. Las expuestas a continuación están basadas en los datos más recientes, de los informes previos para el III Plan de Desarrollo -- (1.972):

El consumo del metal sigue un ritmo creciente, que origina -- importaciones cada vez mayores de minerales por insuficiencia de la producción minera nacional.

Las reservas nacionales de minerales aparecen como importantes en una estimación preliminar, siendo especialmente interesantes las de Orense, Cáceres y Córdoba y, posiblemente, las de la Sierra de Cartagena (menos conocidas).

La producción nacional de minerales no está en consonancia -- con la importancia de las reservas estimadas, pudiendo conseguirse considerables aumentos con una explotación de los yacimientos más adecuada.

Los métodos de explotación son, en general, deficientes y las explotaciones adolecen de una falta de dirección técnica adecuada.

La producción puede ser aumentada considerablemente en las -- provincias gallegas, Extremadura, Zamora, Salamanca y Córdoba.

Para ello se considera conveniente realizar una investigación más detallada de lo que se ha hecho al presente, para asegurar los tonelajes y leyes de los yacimientos con mayor grado de validez, que permita -- conocer el negocio minero con una garantía básica en su planteamiento.

Pero el problema no se reduce a la escala nacional, pues como hace notar BOSKING (1965), desde "hace varios años se ha llegado a una situación en la que la demanda mundial de estaño ya no queda cubierta por el metal producido normalmente a partir de las reservas naturales". Como es de suponer que en el futuro esta demanda irá en aumento, podemos concluir de acuerdo con el mismo autor, que lo más razonable es "intentar satisfacer las crecientes necesidades investigando yacimientos que puedan ser explotados provechosamente con el precio actual del estaño y sin tener que esperar al desarrollo de procesos de recuperación nuevos y más eficientes. Se deben buscar estos depósitos en las actuales zonas estanníferas o en otras adyacentes, y en zonas nuevas con características que indiquen que puedan contener depósitos económicamente importantes del metal en cuestión."

En este mismo sentido, insiste GARNETT (1968) en la necesidad de hacer todo lo posible para que no dejen de trabajarse las minas activas hoy en día, pues, de lo contrario, es posible que en el futuro ya no pueda investigarse el oxiladero como es debido, al no poder contar con los datos de mina. Por desgracia, esta recomendación llega tarde en el caso de la zona que nos ocupa.

I.5.) Minería del estaño en Galicia. Necesidad de la investigación.

Según D.J. Fox (1969), Galicia es la fuente tradicional del estaño español y todavía hoy concentra más de la mitad de la producción minera de este metal. (Según otros informes, las provincias de Orense y Coruña reúnen aproximadamente el 40 % de la producción nacional). Aunque no se pueden saber con exactitud las producciones reales, todos los datos coinciden en situar a Orense en primer lugar entre las provincias productoras de estaño en España (fig. 3).

Queda claro, por tanto, que una mejora en la explotación de sus yacimientos puede tener una repercusión muy sensible en la producción nacional. Esto ha sido reconocido por las comisiones oficiales, pues se recomienda para el III Plan de Desarrollo una inversión de 1.425.725.000 Ptas destinadas al sector del estaño, correspondiendo el 80 % de la inversión a Galicia y Extremadura, con el 57 % a la primera y el 23 a la segunda.

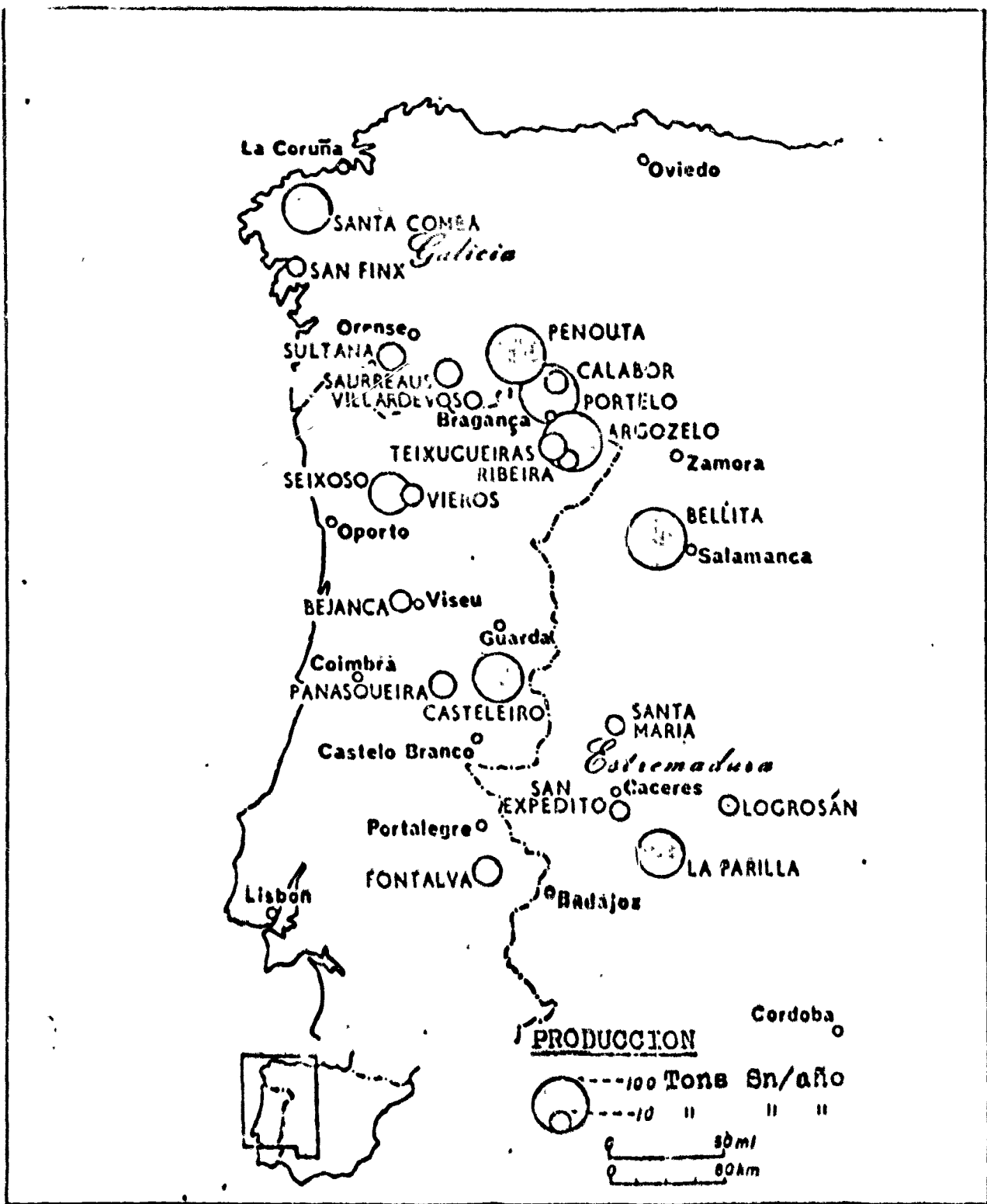


Fig. 3 - Minas Productivas de estaño en España y Portugal (Tomado de Fox, 1.969, p. 229).

Así, como un buen programa de investigación, podría mejorarse la situación de la mayor parte de las minas, racionalizando las explotaciones y poniendo de acuerdo los métodos de trabajo y las inversiones con las reservas reales. Además, es necesaria la investigación minera en todas las zonas favorables, con vistas al descubrimiento de nuevos yacimientos o a la posible extensión de los actuales.

Creemos que todos estos datos manifiestan claramente la necesidad (cada vez más urgente, dada la subida espectacular de los precios en 1974) de la investigación en las minas de estaño españolas y especialmente en la provincia de Orense, donde la minería del estaño adquiere una especial importancia. A esta necesidad hemos tratado de responder al hacer el plan de trabajo (I.3.) de la presente tesis.

II. G E O L O G I A

II.- G E O L O G I A

II.1.) Descripción de la zona de Beariz.

II.1.a) General.

El relieve es bastante accidentado, con alternancia de abundantes montes y valles (fig. 4 y 16). La elevada pluviosidad da lugar a una red fluvial bastante densa, aunque en general predominan arroyos de pequeño caudal o estacionales que, recogidos por los ríos de Cardelle y Couso, vierten al río Avia. Se han representado los principales en el plano geológico. El drenaje puede tener interés a la hora de buscar enriquecimientos sedimentarios de minerales pesados, como es la casiterita. Vemos que toda la red fluvial drena hacia el S, excepto en el ángulo NE y en el ENE. Los tramos rectilíneos indican un control por la red de fracturación o fallas en el granito o en los esquistos.

Fig/ 4.



Morfología de la zona de Beariz; paisaje en esquistos (vista desde la pista de Penedo mirando al S).

La erosión fluvial es intensa a veces; el río Cardello, por ejemplo, escava su cauce profundamente, tanto en el granito como en los esquistos. A pesar de ello, en algunos sitios tiene lugar la formación de aluviones, como los del río Jende, que se explotan actualmente, o de coluviones, los cuales están, en general, intensamente cultivados.

Las zonas de monte suelen estar cubiertas de una densa vegetación, sobre todo tras la repoblación forestal, hasta el punto de que algunos filones que figuraban en planos antiguos ya no pudieron ser localizados.

La población se distribuye en núcleos dispersos cuyo centro administrativo es el municipio de Dearia. De estos pequeños pueblos y aldeas procedían los antiguos mineros y los "aventureros", que explotaban el mineral por cuenta propia. Al cesar esta actividad, la mayoría han tenido que emigrar y hoy en día la zona está bastante despoblada.

II.1.b) Minas—

La actividad minera se centró sobre todo en los grupos denominados de Harcoffin y Nagron; se han representado en el plano geológico los filones o labores actualmente reconocidos, aunque sólo en algunos casos se puede llegar hasta la zona mineralizada. Frecuentemente el acceso está impedido por escombros o inundación (Fig. 5). Los aluviones del río Jende se explotan actualmente con métodos sencillos y muy poca mano de obra.

Fig. 5.



Aspecto de las labores mineras en la falla occidental del cerro de Harcoffin en primer plano, escombros (vista desde la pista, mirando hacia el E).

Contando con la información ya expuesta en I.2.a (Minería) y planes 2 y 3, haremos una breve descripción del estado actual de las diversas labores, a modo de resumen:

- Grupo de Magros.- (plano 2). Predomina una serie de filones de dirección aproximada E-W y buzando fuertemente (de 60° a vertical) al N. En algunos de ellos se puede llegar hasta la zona mineralizada. Las potencias son del orden de 0,5 a dos metros. Los situados al S de la carretera que va de Bearis a Brúas (según los datos del Inst. Geol. y Minero) no se han encontrado por la vegetación. Todavía más al S. se encuentran las labores de "Os Castelos", de menor importancia (situados fuera del plano 2).

Al N. de este grupo de filones se encuentra el de "Picos Blancos" en el que se ha explotado Sn y algo de W; en las arenas del "Rajo de Couto" también se ha beneficiado algo de este último, según informes de los mineros. Se han medido orientaciones de N 10 W a N 50 W, con buzamientos próximos a la vertical.

Más al N. todavía hay una serie de labores de superficie que han permitido la obtención de W, que, según los mineros, aparecería en pequeños filoncillos. Ahora están cubiertos de vegetación u ocultos y no puede asegurarse su orientación.

- Grupo de Marcofín.- (plano 3).- Sólo son accesibles algunos de los filones situados al NE en (el plano 3). Es frecuente que se interrumpen o se dividan en varias ramas, lo que también pasaba en los del grupo de Magros. Las orientaciones medidas, en general, son también E-W aproximadamente (hasta N 60 E) con buzamientos próximos a la vertical; las potencias varían desde el orden de cm. hasta 1 ó 2 m. Todos contienen Sn; además en uno de ellos se ha encontrado también scheelita y wolframita. En otro, actualmente inaccesible por inundación, se explotaba scheelita. Las arenas del arroyo que drena esta zona, situada en el flanco NW del cerro de Marcofín, también fueron lavadas para obtener Sn y W. Al N. de este arroyo aparece un gran filón de cuarzo, de dimensiones mucho mayores que los demás; parece ser que, aunque sea prácticamente estéril, ha proporcionado la mayor parte del W de esta zona (informes del Instituto Geológico y Minero). También se menciona en estos informes un granito aplítico descompuesto y mineralizado ("barros") que ha sido explotado.

En el pueblo de Muradía se han hecho labores mineras (una galería y diversas excavaciones, incluso debajo de las casas) que ya no son accesibles. Los habitantes del lugar hablan de "barros" y de filones, lo que parece indicar que el contacto granítico estaban mineralizado en esta zona (y a veces alterado, como puede verse todavía, lo que facilita la explotación, haciéndola rentable aunque el contenido en estaño sea - pequeño).

Finalmente, al N. de esta zona (fuera ya del plano 3), aparecen unos filones de cuarzo con indicios de mineralización (arsenopirita), prácticamente no explotados, a pesar de que se ha intentado una - pequeña galería que corta uno de ellos. (Puede verse su situación en el plano geológico, al SE de Labozán, alineados). Uno de ellos tiene la - orientación N 70 E, 80 N.

Tanto en este grupo como en el anterior puede verse claramente la relación espacial con el granito, cosa que no sucede en las labores de Amarante (extremo SE del plano geológico) ni en las situadas - en el ángulo SW, pertenecientes a la corrida pegmatítica ya mencionada - (I.2.a), en ninguna de las cuales está la mineralización accesible ni - tampoco se puede apreciar la dirección general de los filones, por estar ocultos, o disimulados bajo la abundante vegetación.

En resumen, vemos que, salvo excepciones, los filones explotados hasta el momento aparecen en los esquistos predominantemente, cerca del contacto con el granito, hasta distancias horizontales del orden de un Km. Algunos encajan también en granito (zona de Marcofán). Vienen acompañados por frecuentes diques de aplita y filones turmaliníferos, como veremos al hablar de los fenómenos que acompañan a la mineralización (II. 1.e).

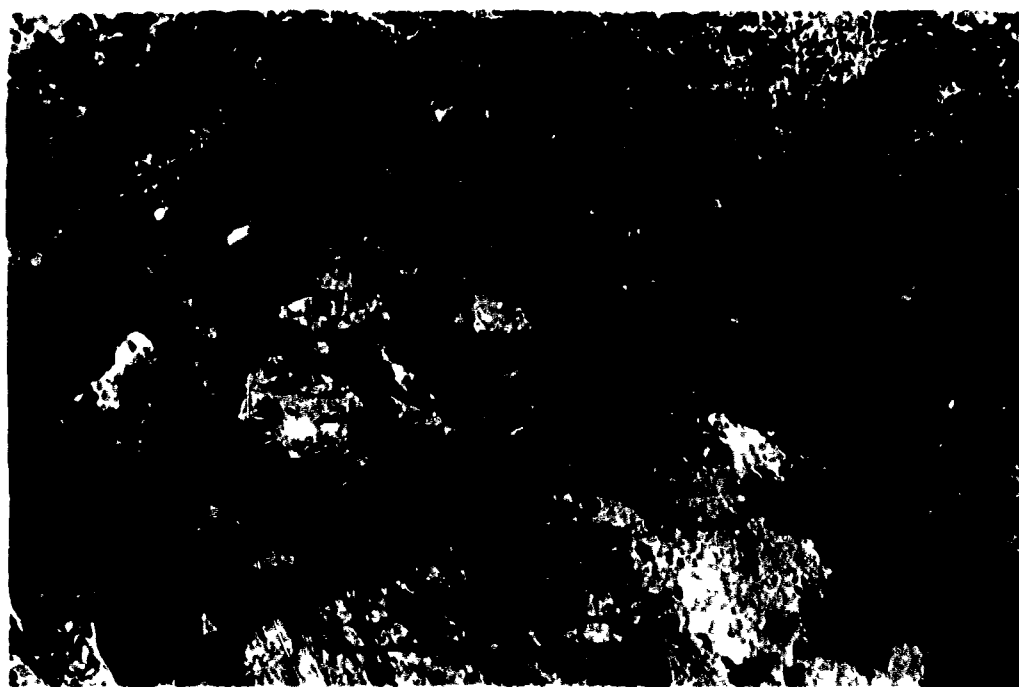
Los aluviones del río Doade han sido ya mencionados.

II.1.e) Geología.— Esta zona se caracteriza por la intrusión granítica que ha tenido lugar en un terreno afectado por un metamorfismo de grado bajo y constituido sobre todo por micacitas (v. fig. 20), con una esquistosidad de dirección aproximada (media) N 20 W y buzamientos variables, pero en general dirigidos hacia el W también.

Describiremos la geología de los diversos tipos de rocas - que aparecen, dejando para más adelante (Petrografía) el estudio detallado de los mismos.

Roca ignea.— Empleamos este término para designar tanto la intrusión central —que forma un stock situado inmediatamente al E de Bearis (v. Plano)— como sus facies de borde, diques y filones relacionados, que no siempre han podido individualizarse debido a su forma de yacimiento, pues hay un tránsito desde la roca plutónica normal (con textura granada en las partes centrales) hasta las facies de borde de grano fino (textura aplítica), frecuentemente orientadas y muy duras, — que se separan a veces formando diques, con cortejo filoniano. Estos — son aproximadamente paralelos al contacto la mayor parte de las veces — disponiéndose intercalados con tramos esquistosos, por lo que el tránsito entre roca granítica y esquistos es gradual generalmente, no pudiendo trazarse —salvo excepciones : fig. 6 — una línea neta que los separe, —

Fig/ 6.



Contacto, casi horizontal, entre esquistos y granito.
El metamorfismo de contacto es aquí muy débil. (Falda W del cerro de Marcofán, cerca de las minas y unos — 100 m. al W. de la pista).

aunque sí han podido individualizarse las digitaciones del extremo SE y la apófisis situada al W, entre Bearis y Lláñares. Esta última, aunque presenta unos contactos aparentemente iguales a los demás, con intercalaciones de esquistos y diques, acompañados de filones de cuarzo, —

turalina, etc. (mineralizados a veces con arsenopirita: fig. 35) tiene un significado tectónico y metalogénico especial (cf. II.4.d y III. 4).

Fig/ 7



Cantera para la explotación del granito, situada en el cruce de la carretera Bearis-Aviñón con el río Doade. Obsérvese la abundancia de diaclasas. En la parte superior se han observado modificaciones pegmatíticas locales en contacto con esquistas; también aparecen granos de arsenopirita dispersos. (Foto tomada mirando hacia el N.).

En las zonas de borde es frecuente encontrar granos visibles de arsenopirita, muchas veces limonitizados.

El emplazamiento del macizo está bastante influido por la tectónica. Su disposición tiende a ser conforme con las estructuras regionales y su forma está en parte determinada por los sistemas de fallas; asimismo, la fracturación (que es más intensa en los extremos S y ENE, - en los que se ha representado aparte, v. figs. 12 y 13) da lugar a unos sistemas de diaclasas que coinciden aproximadamente con los que se presentan en los esquistas, como se deduce al comparar los respectivos diagramas rosa (v. Diag. 1, 2 y 3), obtenidos a partir de la foto aérea; - por tanto, sus direcciones son las que cabría esperar de la tectónica que afecta, en general, a las demás formaciones de la zona. Lo mismo ocurre - con los filones mineralizados, como veremos oportunamente (II.4 y diagramas 4 a 10).

El granito está frecuentemente alterado (fig. 8) por procesos deutéricos y por los agentes atmosféricos, resultando un reblandecimiento que hace que no siempre sea aprovechable para la construcción; de todas las canteras, sólo hay una que esté hoy en día en funcionamiento y explota la facies de borde, que es mucho más dura, con alteración mucho más débil, aunque frecuentemente presente indicios de mineralización (granos de arsenopirita, ya mencionados). También son frecuentes las variaciones de textura y tamaño de grano en un pequeño espacio (p. ej. en una misma cantera). Véase la fig. 7.

Fig/ 8.



Granito intensamente alterado (carretera Bearis - Avión, 1 Km. al S. de Bearis).

Efectos de contacto. El metamorfismo de contacto propiamente dicho es bastante débil, extendiéndose solamente a una estrecha aureola, en la que el mineral de más alta temperatura que llega a aparecer es andalucita. Generalmente se manifiesta por el crecimiento desordenado de fenoblastos o agregados de micas, sobre todo clorita, en direcciones que no tienen nada que ver con la esquistosidad regional. Estos pueden verse a simple vista en la muestra de mano; llegan a alcanzar dimensiones del orden del cm.

Más notables son los efectos metasomáticos y deutéricos, — que pueden afectar tanto al granito como a la roca de caja; en ésta es donde se manifiestan más claramente, sobre todo la turmalinización y — silicificación que se produce, a partir de filones de cuarzo y turmalina que han servido de vías de entrada, por una sustitución progresiva — de los demás silicatos, hasta que al final se obtiene una roca de turmalina y cuarzo, muy dura y con un fajeado que corresponde a una alternancia de bandas (blancas y negras) de ambos minerales. Frecuentemente — van acompañadas de muscovitización, sericitización, etc. y a veces aparecen también otros minerales con componentes volátiles, como apatito o berilo. También es frecuente una silicificación sin acompañamiento de turmalina. Todo ello se describirá con más detalle al hablar de la petrografía.

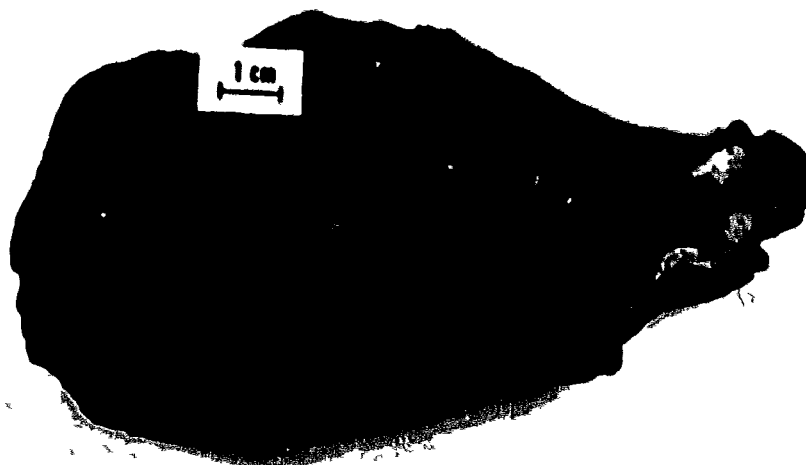
Rocas metamórficas.— Predominan esquistos micáceos de bajo grado — metamórfico, en los que casi siempre está presente la clorita, que da un color verde a la roca. El tamaño de grano es medio, aunque ocasionalmente se llega a alcanzar el de un milímetro; no son raros los fenoblastos. Generalmente la esquistosidad es fina y penetrativa, coincidiendo a — veces con la orientación de las superficies de estratificación, pero no es raro que ambas estén intensamente deformadas, formando micropliegues apretados (figs. 9 y 10) cuyos ejes, en posición subparalela a los de las estructuras mayores, pueden dar lugar a lineaciones, aunque éstas — son más frecuentes en las cuarcitas (fig. 11) .

Fig/ 9.



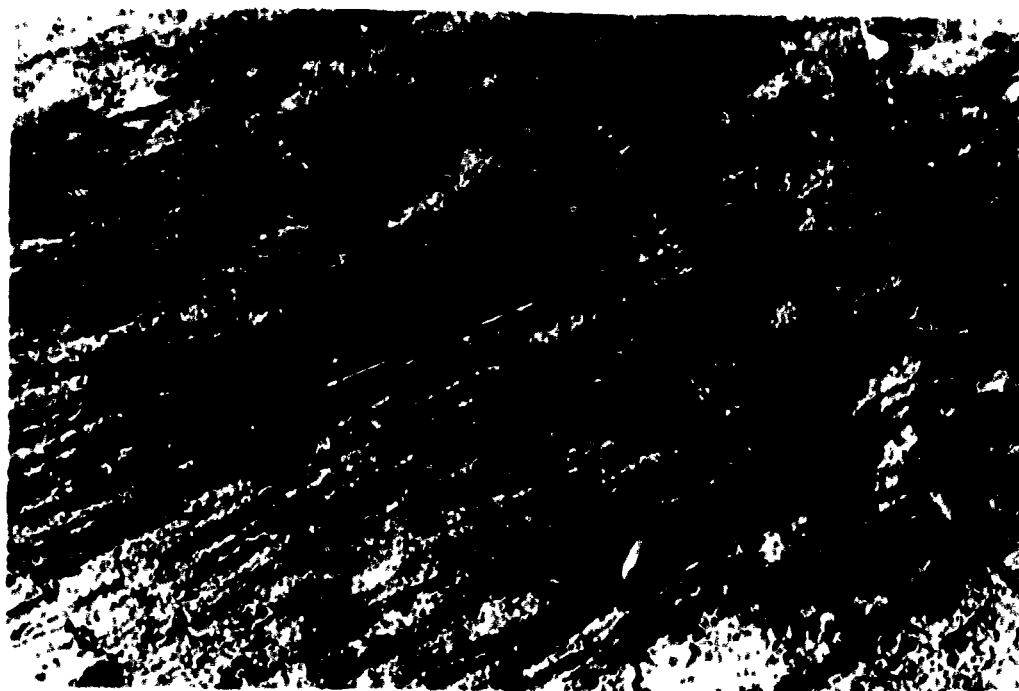
Micasita cunroffera intensamente replegada, con segregaciones de cuarzo (pista en la salida W. de Penedo).

Fig/ 10

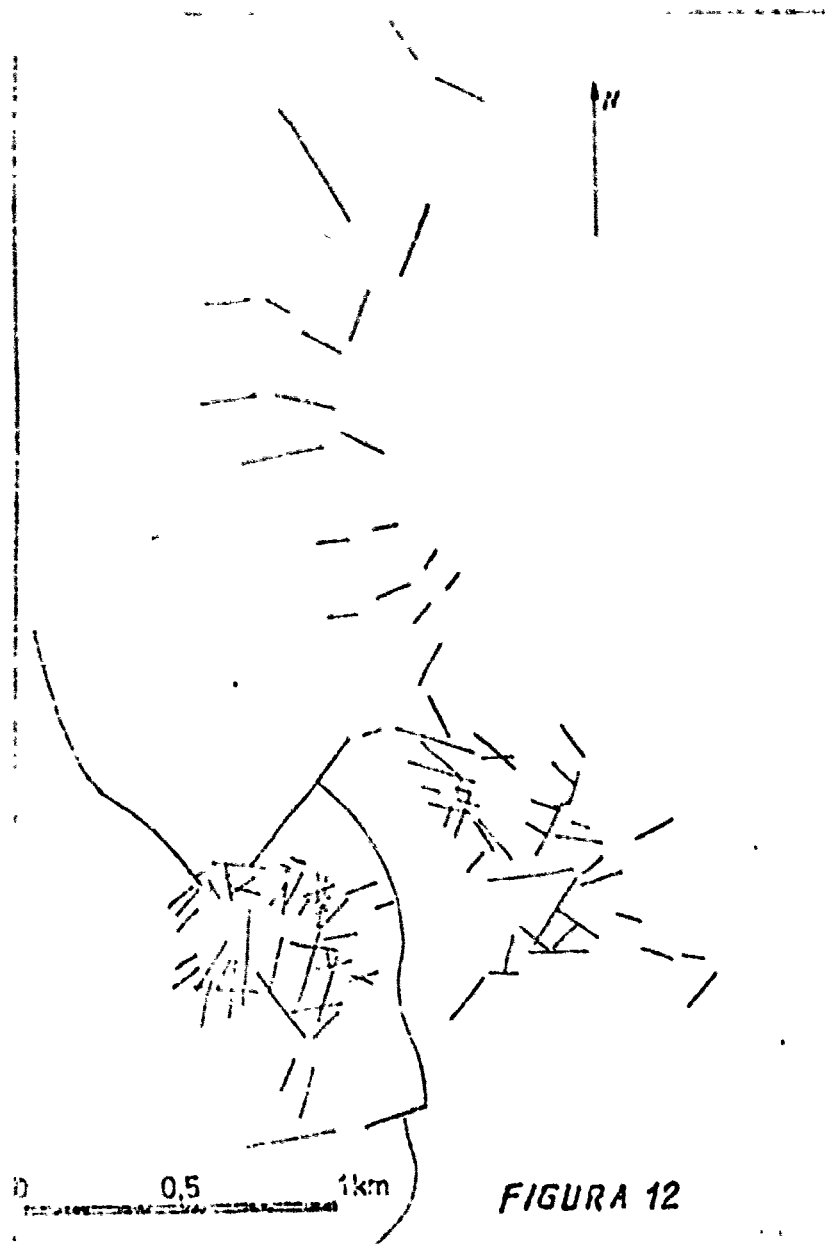


Esquisto intensamente replegado. Sección perpendicular a la esquistosidad (muestra tomada en la pista de Villarrifo a Couso, 1 Km. antes de Couso)

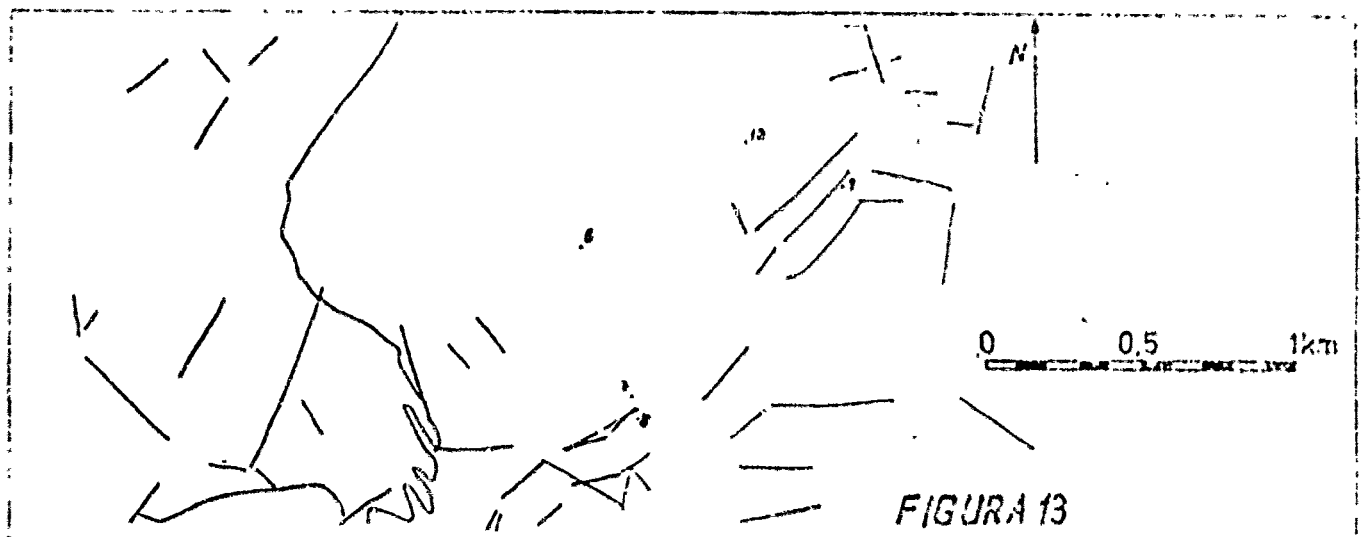
Fig./ 11.



Lineaciones en cuarcitas y esquistos cuarcíferos (cantera en la pista Lláñares-Baiste, unos 500 m. al W de Lláñares).



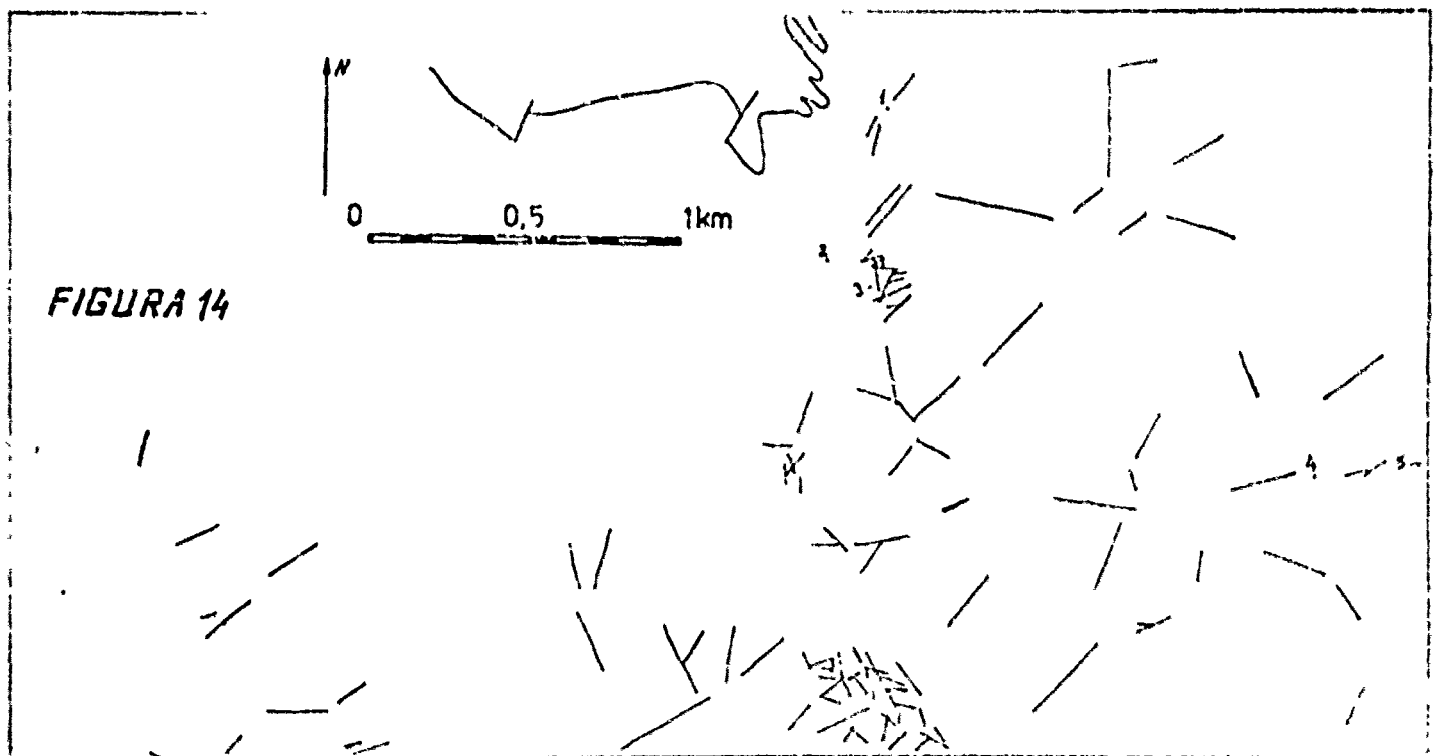
Fig/ 12. Fracturación en granito y en esquistos (tomada de foto aérea; localización: v. fig. 80).



Fig/13. Fracturación en granito y en esquistos (tomada de foto aérea; localización: v. fig. 80).

la frecuencia e intensidad de estos fenómenos hablarían en favor de la superposición de dos fases tectónicas en el dominio estudiado, por lo que se ha recurrido al análisis estructural, como veremos más adelante (II. 4); por la misma razón, no puede medirse la orientación de la esquistosidad en algunas zonas, pero sí puede verse que en general — tiene un rumbo aproximado de N 20 W, con buzamientos fuertes hacia el W y en algunos casos hacia el E; del diagrama de 325 polos de planos de esquistosidad, resulta una máxima frecuencia para la orientación N 18 W, 35 W, que coincide con la disposición regional. (v. Diagr. 4 y 5).

La fracturación es variable, pero bastante intensa en algunas zonas (figs. 12,13 y 14), lo que se ha aprovechado para hacer el correspondiente diagrama rosa (v. Diagr. 2 y 3), que muestra un acuerdo con las direcciones que podrían esperarse de los datos de la geología estructural de la zona. Esto tiene interés para la prospección de una mineralización filoniana como la que nos ocupa, pues han de distinguirse las direcciones de tensión, que son las de mayor probabilidad; — más adelante (II.4) analizaremos con detalle estos datos.



Fig/ 14. Fracturación en esquistos (tomada de foto aérea; localización : v. fig. 80).

Las fallas son también abundantes, predominando las de cisallamiento, con direcciones oblicuas a las de compresión tectónica, como puede verse en el mapa geológico. En general, obedecen también a la tectónica regional y a veces son claramente visibles en foto aérea (valles alargados, tramos de ríos rectilíneos, etc.); pueden prolongarse en el interior del granito.

Otro tipo de fallas son las de gravedad, que aparecen en el ángulo SW de la zona y se manifiestan por una serie de escarpes alineados, que a veces determinan los cauces de la red fluvial. Los hemos interpretado como desgarramientos con desplazamientos verticales debidos al empuje del batolito granítico que forma una gran intrusión situada a unos 2,5 Km al W y cuyo contacto coincide aproximadamente con el límite oriental de la provincia de Pontevedra (v. corte AA', fig. 15).

Fig/ 15.

Interpretación tectónica del área SW. de la zona de Bearis (v. pl. geol.): sistema de fallas de gravedad y correspondientes desgarres de tensión —a veces mineralizados—, originados por la intrusión del batolito granítico; arriba se presenta la supuesta distribución de esfuerzos. (Escala vertical y horizontal iguales; relieve basado en la hoja nº 186 del Plano Topográfico Nacional; la parte situada al W. de la mina está fuera del plano nacional).

- 1 : (
- 2 :
- 3 :
- 4 :

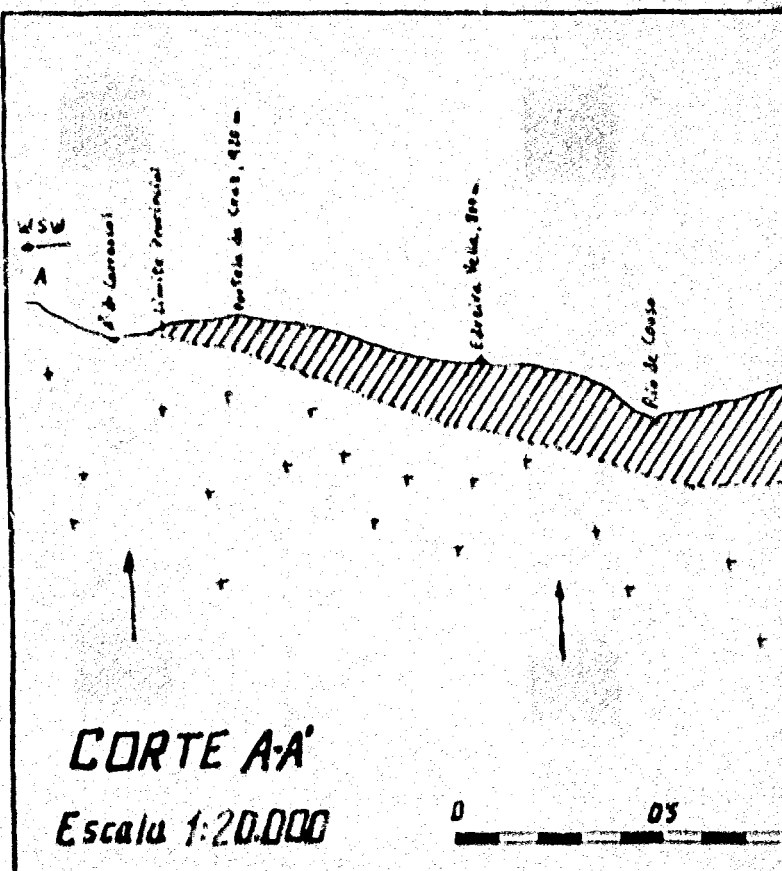
Las fallas son también abundantes, predominando las de cisallamiento, con direcciones oblicuas a las de compresión tectónica, como puede verse en el mapa geológico. En general, obedecen también a la tectónica regional y a veces son claramente visibles en foto aérea (valles alargados, tramos de ríos rectilíneos, etc.); pueden prolongarse en el interior del granito.

Otro tipo de fallas son las de gravedad, que aparecen en el ángulo SW de la zona y se manifiestan por una serie de escarpes alineados, que a veces determinan los cauces de la red fluvial. Los hemos interpretado como desgarramientos con desplazamientos verticales debidos al empuje del batolito granítico que forma una gran intrusión situada a unos 2,5 Km al W y cuyo contacto coincide aproximadamente con el límite oriental de la provincia de Pontevedra (v. corte AA', fig. 15).

Fig/ 15.

Interpretación tectónica del área SW. de la zona de Bearis (v. pl. geol.): sistema de fallas de gravedad y correspondientes desgarramientos de tensión -a veces mineralizados-, originados por la intrusión del batolito granítico; arriba se presenta la supuesta distribución de esfuerzos. (Escala vertical y horizontal iguales; relieve basado en la hoja nº 186 del Plano Topográfico Nacional; la parte situada al W. de la mina está fuera del plano geológico).

- 1 : Granito
- 2 : Rocas metamórficas
- 3 : Diques y filones
- 4 : Efectos metamórficos.



En estas micacitas aparecen intercalados también lentejones de esquistos 'anfíbolitos de bajo grado y cuarzitas, que también se han explotado en canteras. El contacto entre estas últimas y las micacitas no es bráscu generalmente, sino que suele producirse por medio de intercalaciones finas de ambos tipos de rocas, en las que va predominando cada uno de ellos al acercarse a su respectivo campo. Es frecuente que estas intercalaciones se produzcan a escala microscópica, en estos tipos intermedios, según las superficies sedimentarias originales (v. II 3.a.). Muchas veces tiene lugar además una segregación de lentejones de cuarzo de tamaños variables (desde la escala microscópica hasta — unas dimensiones del orden del m.), que pueden aparecer muy replegados. (fig. 9).

Variaciones locales en la composición mineralógica de las micacitas pueden hacer que lleven feldespatos, magnetita (que, al alterarse, dan a la roca un aspecto muy poroso), etc. En algunas zonas — aparecen también impregnaciones de minerales como turmalinas, apatito, granates, etc. quizá atribuibles a fluidos pneumatolíticos o a emanaciones de origen ígneo.

En cualquier caso, los minerales más frecuentes, muscovita, biotita y clorita, indican un grado de metamorfismo bajo, de la facies de pizarras verdes de WINKLER (1.967), como podría deducirse también — de la composición de los feldespatos (v. II.3. Petrografía). Según las últimas ideas expuestas por WINKLER (1.970), podrían clasificarse en la división de "Low-Stage Metamorphism".

Las cuarzitas llegan a individualizarse formando estructuras interesantes en la parte occidental de la zona, como puede verse — en el plano geológico. Hay un anticlinal (fig. 16), cuyo flanco se prolonga hacia el S, aunque interrumpido en varias ocasiones debido a la — intensidad de la tectónica y a algunas fallas. Lo mismo ocurre con el otro nivel de cuarzitas que aparece un poco más al N y que puede seguirse, ya fuera de la zona, durante un largo trecho.

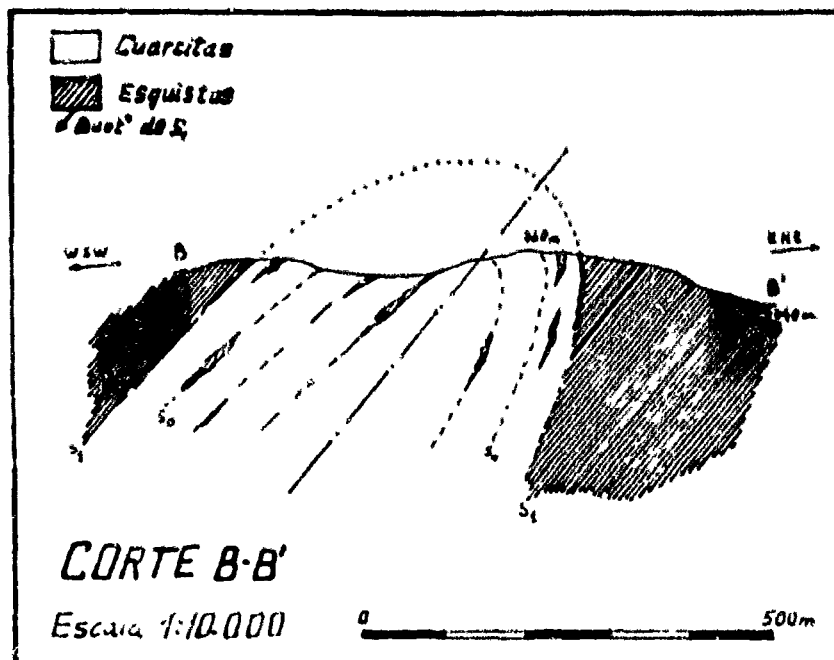
fig/ 16.



Vista tomada desde el cerro de Marcofún en dirección W. Al fondo, cuarcitas, que dan lugar a un destacado relieve por su resistencia a la erosión; en primer y plano, esquistos.

De las relaciones entre esquistosidad y estratificación en el anticlinal puede deducirse que se trata de un pliegue volcado hacia el E, con eje subhorizontal. Los dos flancos que afloran son normales, pues aunque el oriental tiene un buzamiento mayor que el de la esquistosidad, los sentidos de ambos son opuestos (WILSON, 1961, p. 466); — según esto, hemos hecho el corte B-B' representado en la fig. 17.

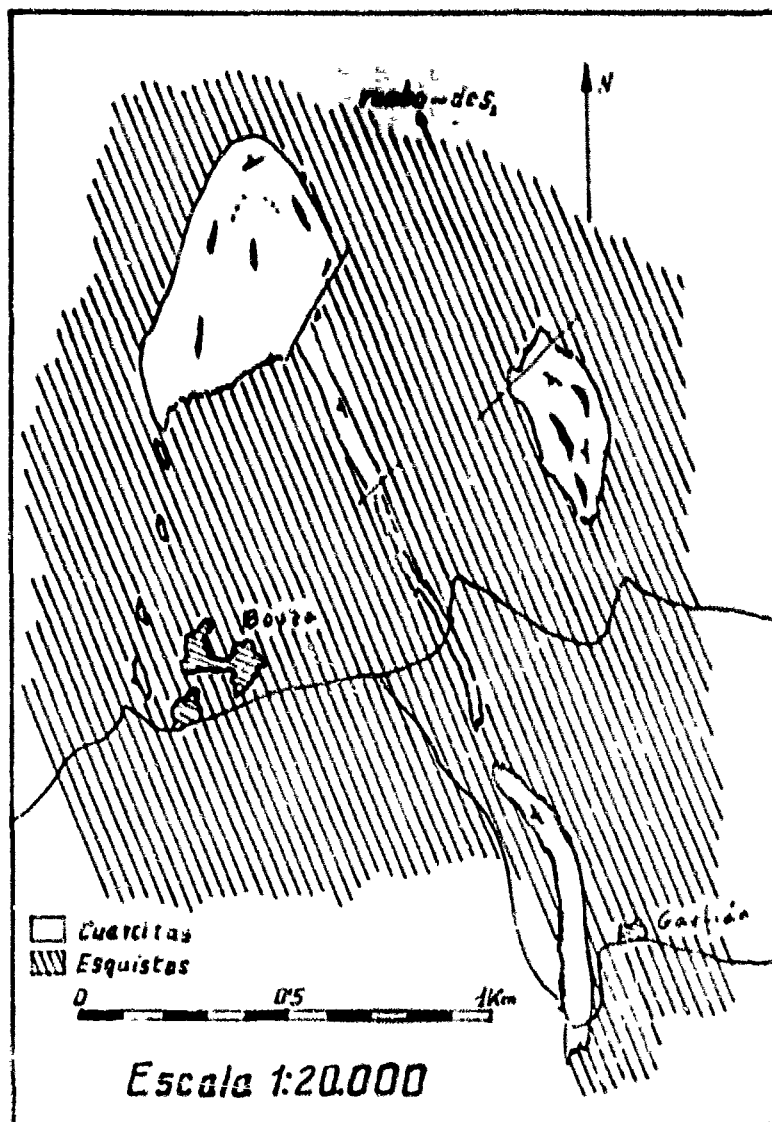
fig/ 17.



Escala horizontal y vertical 1: 10.000. (Relieve basado en datos de la hoja n° 186 del Plano Topográfico Nacional).

Fuera del núcleo del antiofina, las cuarcitas se adaptan a la dirección regional, teniendo lugar una "transposición de contactos litológicos" en el sentido de TURNER & WEISS (1963, p. 165 y ss.), como se indica esquemáticamente en la fig. 18, en la que puede verse como la superficie de contacto (y también la de estratificación) se va disponiendo paralelamente a la esquistosidad (v. también plano geológico y fig. 19).

Fig/ 18. Transposición del
contacto entre cuar-
citas (blanco) y -
esquistos (rayado),
adaptándose al la
esquistosidad, cuyo
rumbo está indicado
por el rayado.



Fig/. 19. Cuarzitas y es-
quistos, cuyo con-
tacto tiende a adap-
tarse a la direccin
de la esquistosidad
(pista de Penodo, -
unos 400 m. antes de
llegar a la carretera
Boariz - Avión).

Fenómenos que acompañan a la mineralización.— Son casi siempre alteraciones pneumatolíticas o hidrotermales de la roca de caja, que ya han sido descritas al hablar de los efectos de contacto. El resultado es la aparición casi constante de filones (o sustituciones) de turmalina y cuarzo en las zonas mineralizadas, como efecto más visible a simple vista. En algunos casos tiene lugar una caolinización o sericitización, o bien la dispersión de turmalina, apatito, etc. en las rocas adyacentes; aunque esta última casi nunca puede apreciarse en el campo, cuando se descubre, en el estudio petrográfico de una roca, puede indicar la presencia de fluidos que hayan tenido capacidad de transporte de la mineralización. Por ello, tiene interés para prospección el descubrimiento, en zonas no investigadas, de aureolas de dispersión de estos minerales, pues son un posible indicio.

II.2) Marco Geológico Regional.

En el plano de la fig. 20 puede verse la situación de la zona de Dearia en el marco geológico regional, que describimos -aunque sólo en los aspectos que interesan para nuestra investigación- muy brevemente.

II.2.a) Tectónica.

La región gallega ha sido afectada por dos ciclos orogénicos (don TEX, 1966). El primero es de edad precámbrica en su mayor parte y se caracteriza por un metamorfismo regional de alta presión, que viene acompañada por una migmatización de tipo seco y seguida por movimientos epirogénicos de ascenso y por el metamorfismo de contacto de las intrusiones que se originan. Este ciclo no ha actuado en la zona que nos ocupa.

El segundo ciclo es herciniano y consta -según el citado autor- de tres fases; la primera de ellas con dirección de compresión aproximadamente E-W (dando lugar, por tanto, a una esquistosidad N-S), la segunda con dirección de compresión N-S (ejes E-W) y la tercera, de nuevo, compresión E-W; a esta última atribuye don TEX la curvatura de todas las estructuras N-S en Galicia occidental. Cada una de estas tectónicas viene acompañada de su correspondiente metamorfismo, pero no todas se manifiestan con igual intensidad. La primera fase, considerada como la más importante, ha dado lugar a metamorfismo regional de baja presión, de un gradiente geotérmico -de 30 a 70°C/km- mucho más elevado que el del ciclo anterior y de edad herciniana temprana, que afecta a todas las rocas anteriores y llega a producir anatexis cuando alcanza las zonas de mayor temperatura (facies de anfibolitas con cordierita de Winkler). El plutonismo posterior consta de gabros y rocas graníticas de diferentes tipos que se van sucediendo hasta el Permiano inferior. Desde entonces no se vuelven a registrar periodos de actividad magmática u orogénica, pero sí una tectónica de carácter epirogénico, que se manifiesta sobre todo por fallas posthercinianas de desgarramiento vertical, que cortan a los granitos anteriores y que siguen activas hasta épocas tan recientes como el Mioceno.

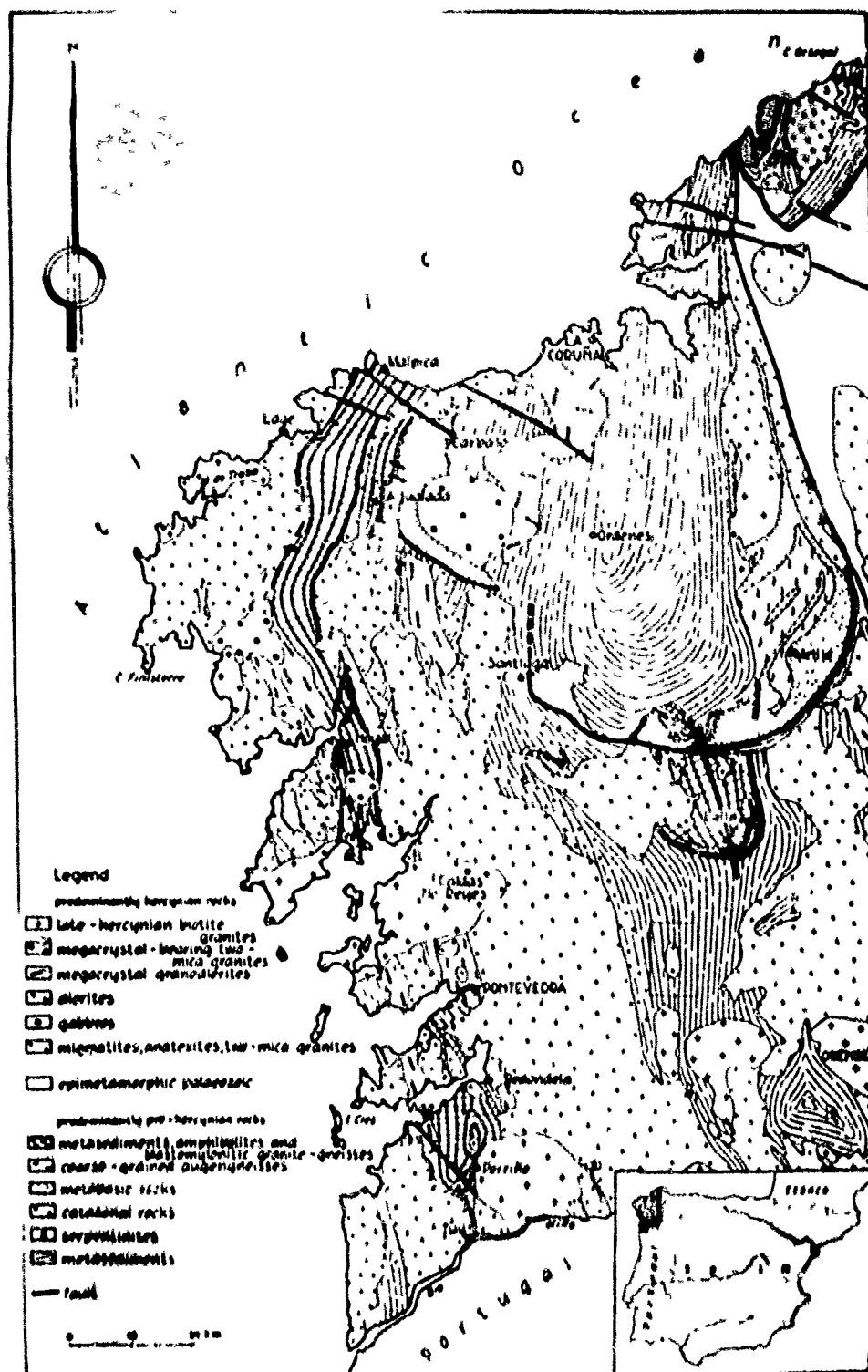


Fig. 20. Plano geológico simplificado de Galicia Occidental (tomado de HILGEN, 1.971, p. 400; el rectángulo - dibujado al W. de Pontevedra corresponde a la zona estudiada en el presente trabajo.

Interesa destacar que este segundo ciclo, se caracteriza por el metamorfismo regional de baja presión, el cual ha afectado tanto a las rocas ya transformadas o consolidadas anteriormente —en las que origina a veces metamorfismo retrógrado— como a los depósitos sedimentarios pre-hercínicos, dando lugar estos últimos a la faja de esquistos que, a grandes rasgos, atraviesa la parte central de la región gallega de Norte a Sur. El plutonismo posterior dió lugar a migmatitas y a intrusiones —acompañadas de abundantes pegmatitas, diques graníticos y filones de cuarzo mineralizados o estériles— en estos esquistos, como ocurre en la zona de Bearis, en que se puede relacionar la mineralización principalmente con un stock granítico.

Aunque hemos tratado de reducirnos a los datos más generales, hay que hacer notar que no hay un acuerdo total entre todos los investigadores que han trabajado en la región gallega. Así, por ejemplo, MATTE (1.968) habla solamente de dos fases hercínicas, considerando la primera como la más importante y la segunda, menos general y con deformaciones —menos penetrativas. Contrariamente a den TEX, piensa que las dos fases —son homociales y aproximadamente coincidentes en su estructura regional, debiéndose la curvatura de ésta a un zócalo o a estructuras sedimentarias preexistentes, no a dos episodios diferentes de plegamiento (uno N - S y otro E - W). Ambas fases irían seguidas de unas deformaciones tardías no generales.

II.2.b). datación.

Recientemente se han hecho dataciones de edad absoluta por los métodos Rb-Sr y K-Ar (PRIEM y col. 1.970) obteniéndose una edad —de unos 460 a 430 millones de años (Ordovícico Superior) para los granitos prehercínicos. En cuanto al plutonismo hercínico, se distinguen varias fases; la más antigua es la que origina los granitos de dos micas —que van a ser afectados por las tectónicas posteriores (hercínicas), — dando lugar a granitos neílicos; se les atribuye una edad de unos 349 ± 10 millones de años provisionalmente —edad no segura: Devoniano Superior o Carbonífero Inferior (Dinantense)— . Siguen los granitos de dos micas —hercínicos tempranos (entre los que podemos contar el de Bearis) a los — que se les calcula una edad de unos 298 ± 10 millones de años (Westfaliense Superior; PRIEM y col.) a 295 M.A. (VIALETTE, en CAPDEVILA, 1969).

Y finalmente, el plutonismo herciniano post-cinemático se ha datado en unos 280 ± 11 M.A. (aproximadamente en el límite Carbonífero-Permiano).

Es decir que el emplazamiento de los granitos hercinianos tuvo lugar en un período que va desde el Devoniano Superior hasta el - Permiano Inferior, apareciéndose niveles cada vez más profundos a medida - que nos desplazamos hacia el W. Hay que notar que no se da un acuerdo total, en cuanto a edades y sucesión de fenómenos tectónicos y plutónicos, entre todos los geólogos que han estudiado el macizo Hespérico y - que a menudo se ven complicadas las comparaciones y síntesis por las diferencias de terminología (así, p. ej. el término "granito" empleado - al referir estas dataciones tiene un significado general equivalente a - "granitoide" o "roca granítica", sin implicar la composición concreta - de un granito en petrografía).

II.2.c) Petrografía y Génesis.

En un esfuerzo por sistematizar el conocimiento de la petrografía gallega, CAPDEVILA y FLOOR (1.970) agrupan las rocas ídidas de - esta región en dos series principales: la de los granitoides alcalinos de dos micas y la de los granitos calcoalcalinos (con biotita dominante), en cada una de las cuales entran rocas de edades diferentes, pero que - tienen en común ciertas características de composición o de origen. No entraremos en los detalles de estas clasificaciones generales, pero hemos de notar que a las rocas del primer grupo se les atribuye un origen anatótico estrechamente ligado al metamorfismo regional herciniano y que a ellas pertenece el granito de Bearis, como veremos oportunamente. En - cuanto al segundo grupo, que no presenta relaciones evidentes con el metamorfismo regional y que por su composición indica una temperatura de formación más alta, se piensa que procede de niveles más profundos de la corteza terrestre y en algún caso se ha invocado una posible relación con grandes fallas regionales (YPMA, 1.966; CAPDEVILA y FLOOR, 1.970), que - habrían facilitado el emplazamiento de las intrusiones.

II.2.d) Metagenia.

Tiene interés también el comparar las rocas graníticas de la región gallega con las de otras zonas del Macizo Hespérico, pues de ello pueden deducirse conclusiones de interés en cuanto a la génesis de las -

mineralizaciones relacionadas. Esto exige un serio esfuerzo de revisión y discusión de las ideas vigentes hasta ahora, pero ya se han hecho los primeros intentos, sobre todo en lo que se refiere a la región portuguesa (FLOOR, KISCH y OEN ING SOEN, 1.970; FLOOR, 1.970; YPMA, 1.966). Este último autor defiende una relación de la mineralización estaño-wolfrámica con los granitos de dos micas, a pesar de considerarlos como el producto de una anastexis incipiente y que, por tanto, difícilmente podría haber sufrido los procesos de diferenciación necesarios para dar lugar a una concentración metálica de tal magnitud. Basado en datos -- tectónico-estructurales (PARÇA - PONDAL, 1.963) y geoquímicos (WEDEFORD, 1.961), supone que los granitos han producido la removilización de zonas de preconcentración sedimentaria; en los casos en que se ve relación con granitos calco-alcalinos solamente, supone que ha habido removilización de yacimientos anteriores. Evidentemente, se necesita mucha investigación todavía para dar respuesta a todos los interrogantes que hay planteados hoy en día.

II. 3) Petrografía.

Contando con la descripción general (II.1.6) y las clasificaciones establecidas por los estudios geológicos precedentes, se describen a continuación las rocas de la zona de Beariz, empezando por las más abundantes -esquistos, etc. originados por el metamorfismo regional- y siguiendo por las intrusiones y sus efectos de contacto. Finalmente se estudian las zonas mineralizadas y otras que, según muestre su petrografía, pueden tener interés minero.

II.3.a) Rocas del metamorfismo regional.

1) Esquistos y micacitas.

Forman más del 90 % de las rocas metamórficas, predominando claramente las micacitas cloríticas sobre los demás esquistos, entre cuyos componentes se encuentran además, siempre raras.

Las micacitas son unas rocas de grano fino a medio y color verde a gris oscuro. La esquistosidad, que generalmente es muy clara - a todas las escalas - puede observarse desde la escala microscópica hasta la de foto aérea, gracias a los rasgos morfológicos que determina-, sufre frecuentemente intensas deformaciones, que la repliegan (figs. 9, 22, 23) hasta tal punto que la fractura deja de ser plana, como es típico - en los esquistos (fig. 10); al mismo tiempo aparece una lineación (fig. 11) a escala meso y microscópica. Hay también una fracturación observable a todas las escalas y que en algunos casos parece casi penetrativa; al estudiar la Tectónica (II.4) se prestará más atención a todo esto.

La matriz consta de muscovita, biotita y clorita, a cuya orientación se debe fundamentalmente la esquistosidad. Hay también a veces fenoblastos de plagioclasa (albita-oligoclasa); el feldespato potásico es más escaso y parece ligado más bien a procesos de removilización o metasomatismo, ya que sobre todo se encuentra como relleno de vetillas o disperso entre los demás minerales, no en fenoblastos; en algunos casos puede ser primario, sin embargo.

El cuarzo es un componente esencial de prácticamente todas - las muestras estudiadas, de modo que se puede considerar, en general, - como el segundo mineral en importancia después de las micas; las proporciones entre cuarzo y micas pueden variar continuamente hasta llegar a las cuarzitas micáceas y cuarzitas.

Otros minerales menos frecuentes son magnetita, apatito, -
turmalina, circon, etc. que se presentan casi siempre como accesorios.

En la descripción microscópica que sigue se exponen con -
mayor detalle las características de cada mineral.

Cuarzo

Es un componente esencial de la mayoría de los esquistos; la
forma de presentarse es bastante variada, siendo el rasgo más común las
diversas manifestaciones de deformaciones mecánicas, cataclasis, etc. -
que aparecen a todas las escalas. El efecto más frecuente -prácticamente
ubícuo- es una clara extinción ondulante que a veces va acompañada de -
"Boehm - lame llas "; a veces llega a producirse orientación dimensional
y/o cataclasis, con fuerte disminución del tamaño del grano por tritura-
ción (fig. 21).

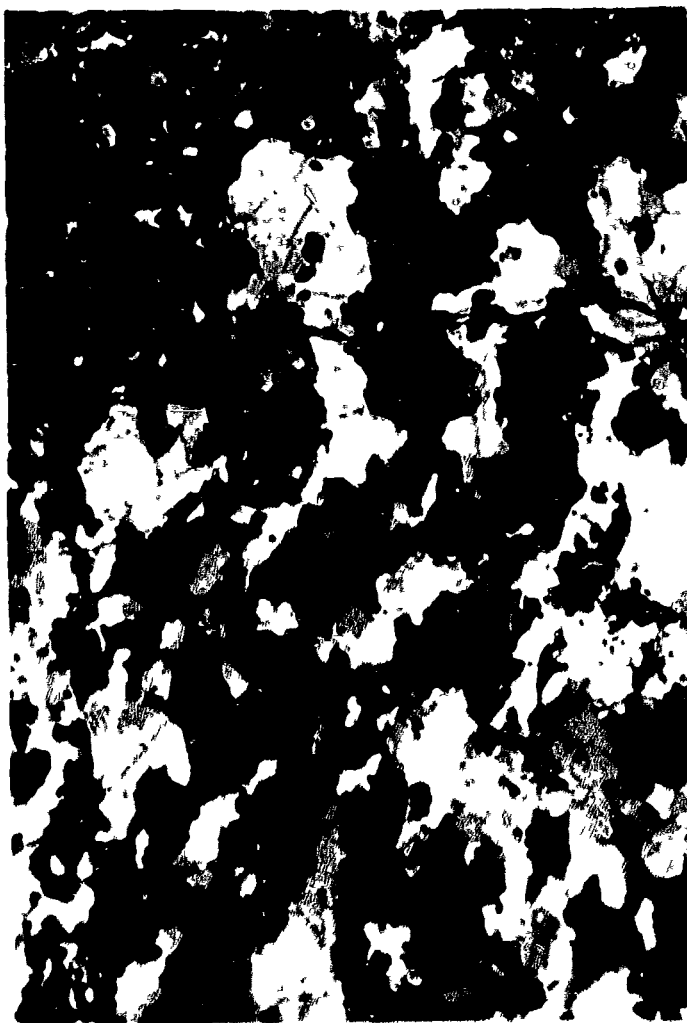


Fig./ 21

Lecho cuarzoso intercalado en esquistos (Arroyo de
Ponte Pedriña, unos 600 m. al NE. de Bouza). Efectos
tectónicos en el cuarzo: orientación dimensional y -
trituration. (x 18, N.X.).

Como consecuencia de los mismos esfuerzos que causan dichos efectos, aparecen también grietas que luego se rellenan de cuarzo, movilizado gracias a la disminución local de presión que éstas producen. Estas grietas pueden tener distintos tamaños y alcanzar incluso la escala macroscópica, puesto que se ven en el campo aparentes "filones" de cuarzo, sin relación con ninguna intrusión visible, que no son, probablemente, - sino fracturas de tensión rellenas por cuarzo movilizad^o procedente de los sedimentos sometidos a metamorfismo. La magnitud de estos fenómenos - habla a favor de una gran intensidad de los esfuerzos dirigidos ("atres"), al menos en ciertas épocas, ya que la mineralogía observada no indica una presión litostática elevada. (v. II, 3.a.2).

La movilización del cuarzo puede dar lugar a una aparente - silicificación de los esquistos, que adquieren entonces gran dureza. Habla en favor de un origen sedimentario de este cuarzo el hecho de que se presente en zonas próximas a las cuarcitas, cuyo contacto con los esquistos se - hace a través de un tránsito gradual en el que va cambiando las proporciones relativas de cuarzo a los restantes componentes. Sin embargo, es más frecuente una silicificación de los esquistos en las zonas próximas a los contactos, ya sea de la intrusión principal, ya sea de filones -mineralizados o no-, diques, etc.

El cuarzo se presenta también a veces en inclusiones de pequeño tamaño: p.ej. en forma pokiloblástica en fenoblastos de plagioclasa, biotita (fig. 24) etc.

A pesar del metamorfismo regional, se observa todavía en gran parte de las muestras el bandeo sedimentario original, manifestado por la alternancia de finas bandas cuarzosas y micáceas -con pequeñas intercalaciones de laminillas de mica o cristallitos de cuarzo, respectivamente- de tamaño de grano reducido todavía; la proporción de cuarzo aumenta al - acercarse a las cuarcitas, manifestando el mencionado tránsito gradual - cuarcitas-esquistos. Generalmente este bandeo coincide con la esquistosidad principal (Figs. 22 y 24).

Micas y clorita

Son los minerales más abundantes en estas rocas; predomina la muscovita, aunque biotita y clorita son también componentes esenciales. Los cristales de estos minerales casi nunca pueden distinguirse a simple vista, pero con el microscopio se ven generalmente bien individualizados, ya sea - en forma de pequeñas láminas, ya sea en cristales mayores.

La orientación paralela de estos cristales define claramente un plano de esquistosidad, s_1 , el cual frecuentemente aparece deformado, mostrando ligeras ondulaciones (fig. 22);

Fig./ 22



Esquisto (Km. 11 de la carretera de Beariz a Brúña) mostrando una fina alternancia de lechos cuarzosos y micáceos según la superficie de estratificación, s_0 ; la primera esquistosidad, s_1 , coincide inicialmente con s_0 , pero aparece luego deformada en unos planos de cisallamiento s_2 , subparalelos a los anteriores (X 36, N.X).

en casos más avanzados, aparece la esquistosidad ya intensamente replegada (fig. 23), o -si se suman otros efectos a los puramente mecánicos- desorganizada e incluso destruida (como borrada, por la reorristalización en cristallillos diminutos -de sericita, etc.- sin orientación preferente).

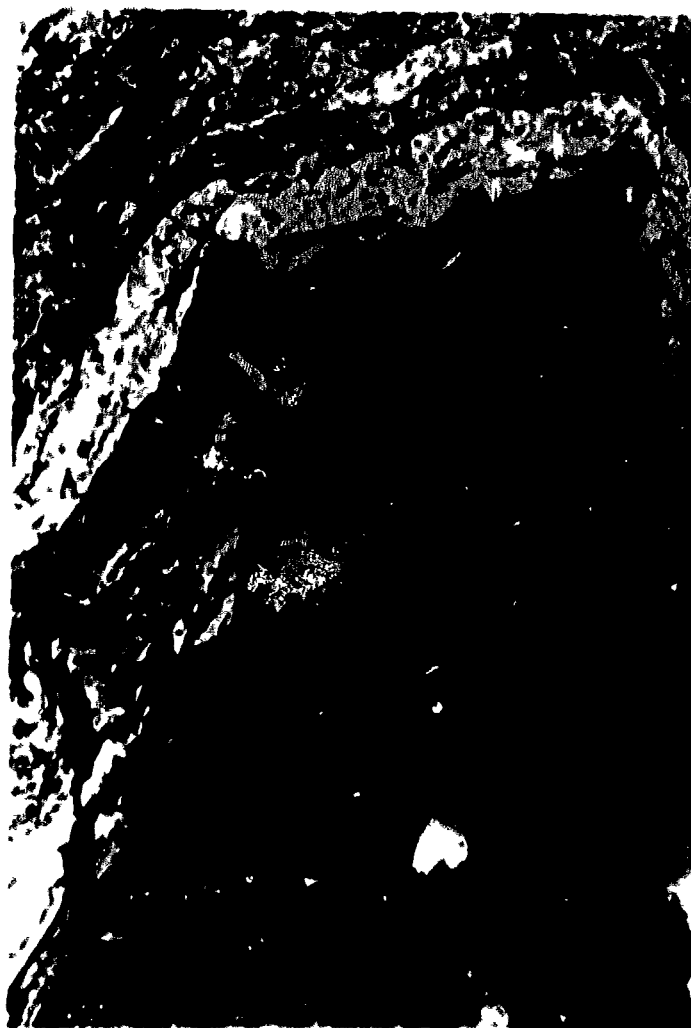
Fig./ 23



Micasita (pista de Couso a Villarifo, unos 200 m. antes del segundo pueblo) con "strain-slip Cleavage":
a) en el ángulo inferior derecho hay reorristalización de mica según el plano axial de los micropliegues π_2 (x 36, H.X.)

Los primeros fenómenos mencionados (los de orden mecánico fundamentalmente) pueden dar lugar a lineaciones en la muestra de mano y resultan muy llamativos al microscopio por la formación de finos repliegues en las laminillas de mica, cuyos planos axiales pueden materializarse, sin llegar a ser penetrativos a esa escala, por el crecimiento de nuevos cristales con orientaciones subparalelas con respecto a s_1 (fig. 23). Esto indica que el metamorfismo estaba todavía activo en el momento de producirse estas deformaciones. La esquistosidad es, en la mayoría de los casos subparalela al plano de estratificación, s_0 .

Fig./ 23



- b) La deformación s_2 pliega los finos lechos de cuarzo y produce "strain-slip cleavage" en los micocenos, cuyas deformaciones quedan registradas por las intercalaciones grafitosas (x 18, N. //).

En ocasiones llegan a crecer fenoblastos transversalmente a la esquistosidad (fig. 24). El fenómeno ocurre frecuentemente en las zonas de contacto, pero también en lugares en que no hay ninguna roca ígnea visible en las cercanías; en este caso, se trata probablemente de una segunda generación de micas (predominantemente biotita), que creció como consecuencia de una recrystalización de naturaleza post-tectónica. En los cristales mayores pueden verse deformaciones indudablemente post-cristalinas (dobladuras, "kink-bands", fracturas, etc.).

Fig/ 24.



Micasita olorítica (al SE. de Cardelle). Fenoblastos de biotita, perpendiculares a la esquistosidad y de plagioclasa; los primeros tienen inclusiones poikiloblásticas de cuarzo, turmalina y muscovita y los segundos (p.ej. arriba, a la izqda.), inclusiones "snow-ball" que muestran que su cristalización fué sintectónica. La matriz se compone de muscovita, olorita y cuarzo; éste forma también finas capas de origen sedimentario (doha), paralelas a la esquistosidad s_1 . Otros componentes -probablemente detríticos- de la matriz son: granate (negro), turmalina y opacos, los dos últimos formando cristales diminutos (x 48, N. X).

Finalmente, en algunas muestras se ven vetillas rellenas de micas -muscovita, hidromuscovita, sericita, clorita- y otros minerales - (en general pneumatolíticos o hidrotermales: turmalina, cuarzo, feldespatos, opacos ...), que no se encuentran en las cercanías de ningún contacto visible. Además se ve a veces también en la roca una aparente alteración pneumatolítica (fig. 26 a 29): la esquistosidad aparece confusa o desaparece (según se ha explicado más arriba), los minerales originales - aparecen más o menos atacados o sustituidos por los mismos que aparecen en la vetas y el tamaño de grano disminuye hasta el límite apreciable al microscopio; un proceso típico es la decoloración de la biotita y su sustitución progresiva, ya sea por turmalina, ya por clorita, muscovita, etc, así como la disseminación de hidromuscovita, turmalina, feldespato potásico, apatito, minerales de titanio, sericita, etc. en cantidades variables en la roca; la mineralogía de ésta puede llegar a ser considerablemente distinta de la de los esquistos corrientes de la zona, lo cual probablemente se debe a metasomatismo.

Ambos efectos -relleno de vetillas y cambios en la mineralogía- podrían atribuirse a la proximidad de una intrusión subyacente, según muestra la fig. 15, ya sea un stock o cúpula como la que aflora en el centro de nuestra zona, ya sea el techo del mismo batolito que aflora cerca de la parte occidental de la misma. Es de observar, a este respecto, que los esquistos aparecen frecuentemente muy tectonizados y las fallas o fracturas no escasean, es decir no faltarían posibles vías de aporte para emanación metasomática.

Feldespatos.

El feldespato potásico es poco frecuente. Sólo en tres muestras figura como componente esencial; aún así, en ningún caso puede asegurarse que sea primario, pues generalmente se presenta en vetillas cuya orientación coincide con la esquistosidad a grandes rasgos, pero que la cortan de vez en cuando: se trata, por tanto, ya sea de una venida post-metamórfica, debida a fluidos hidrotermales, ya sea de la removilización de un feldespato potásico de origen metamórfico. En una de las muestras (fig. 27) el feldespato potásico es una parte esencial de la matriz, en forma de pequeños cristales, pero toda la roca parece haber sufrido metasomatismo o alteración hidrotermal (desaparición de muscovita, alteración o lixiviación de biotita, presencia de hidromuscovita o fengita, cloritas hidrotermales, apatito, anatas...), así como una casi destrucción de la esquistosidad. Estos fenómenos se han mencionado ya al hablar de las micas.

El feldespato plagioclasa es bastante más frecuente; se presenta, como componente esencial, aproximadamente en un 5 % de las muestras estudiadas.

Puede estar en forma de pequeños cristales diseminados por la matriz, pero generalmente forma fenoblastos que se pueden distinguir a simple vista.

Su composición, obtenida por medio de determinaciones ópticas (índices de refracción, ángulo de extinción, platina universal) y por difracción de Rayos X, es de albita o está en el límite albita-oligoclasa; en ocasiones, los fenoblastos están zonados y también alterados (sericitizados) selectivamente; casi siempre tienen un aspecto sucio, debido ya sea a alteración, ya sea a inclusiones submicroscópicas.

Son frecuentes las maculas y también las fracturas, que demuestran que ha habido esfuerzos tectónicos posteriores a su cristalización. Otras veces, los que a simple vista parecen fenoblastos, resultan ser agregados de pequeños cristales de albita, con biotita, muscovita, etc. Los verdaderos fenoblastos pueden presentar también inclusiones de cristalillos de muscovita, sericita, opacos, etc.

Pero las inclusiones más frecuentes son pequeñas motas, no individualizables al microscopio, en disposición helicoidal, que permiten establecer ciertas relaciones entre el crecimiento de los cristales y la tectónica (v. al respecto SPRY, 1.969, p. 252 - 257). En general estas inclusiones están giradas ("snow-ball") y se continúan en el exterior —es decir, sus prolongaciones en los extremos coinciden con la dirección de la esquistosidad en esa zona—, indicando una cristalización sintectónica (figs. 24 y 25). Pero también se observan indicios de una cristalización pretectónica (p. ej. "sombras de presión" en las que ha cristalizado clorita o cuarzo; giro del cristal después de la cristalización, de modo que las inclusiones quedan interrumpidas, sin continuarse al exterior: fig. 26) e incluso también posttectónica (crecimiento cristalino estático, de manera que las hileras de inclusiones quedan separadas del exterior por zonas limpias del cristal). Por último, el seguir rigidamente estas deducciones nos haría sospechar que se trata, en nuestro caso, de un esquisto polimetamórfico (SPRY, 1.969, p. 307 - 308), dados los giros e interrupciones que sufren a veces las inclusiones helicoidales, pero es más sencillo suponer simplemente que la cristalización metamórfica o blastesis ha tenido lugar durante un período de tiempo más o menos largo, estando las rocas sometidas a una tectónica variable —ya sea continua, ya intermitente—, en la que podría aceptarse, si hay motivos para

ello, la división en diversas fases (cf. Tectónica, II.4). Si es necesario, sin embargo, aceptar que han actuado esfuerzos post-cristalinos, dada la intensidad de la cataclasis observable en casi toda la zona.

Fig/ 23.



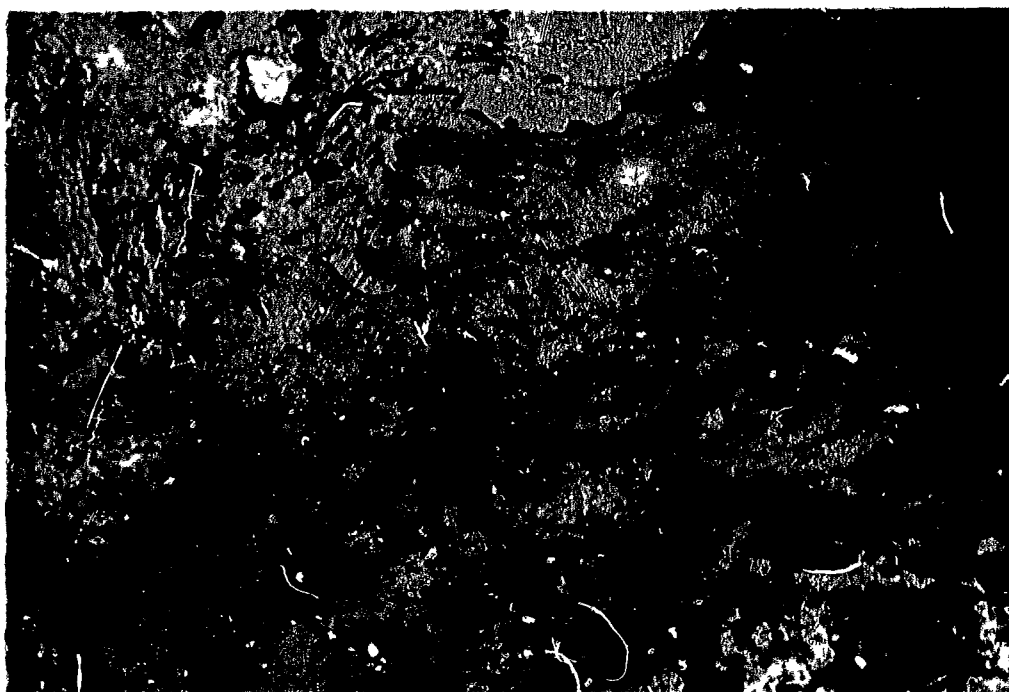
Micaschista (1,5 Km. al N. de Bouza) con fenoblastos de plagioclasa sintectónicos, que muestran inclusiones "snow-ball". Matriz de muscovita, clorita y biotita, con pequeños cristales aciculares opacos. La esquistosidad está ligeramente deformada. (x 42, H. //).

Turmalina

En general se presenta como accesorio, en forma de pequeños cristales dispersos, idiomorfos y de color verde azulado o pardo - (sobre todo, el primero), cuyo origen puede atribuirse sin dificultad a los sedimentos originales, en los que no es de extrañar hubiese pequeñas cantidades de boro. También podría tratarse de granos detríticos - recrystalizados (HARKER, 1.970). Como cristallitos diminutos puede presentarse incluida en mica, albospatos y granito.

Se ha visto también formando cristales zonados algo mayores, en cantidad muy superior a la media de la zona [llega a ser componente esencial de la roca, fig. 26], en algunas muestras en las que se sospecha hayan actuado procesos neumatolítico-hidrotermales, manifestados - también en los otros minerales (v. lo dicho para micas y feldespatos). Estas turmalinas es posible que hayan cristalizado bajo la acción de - fluidos metasomáticos, ya sea directamente, o por sustitución de minerales anteriores (metamórficos), ya sea alrededor de un núcleo formado por un antiguo cristal detrítico; hablaría a favor de esto la repetición o clica de la zonación (alternancia de zonas de colores verde azulado y - pardo) y la presencia de cristales en los que el núcleo está rodeado de una serie de inclusiones que delimitan su forma primitiva, mientras que la parte exterior está totalmente limpia. (fig. 26).

Fig/ 26.



Micasita con turmalina (unos 2 Km. al NW. de Bouza, cerca del Arroyo Avia). Granos idiomorfos de turmalina, muestran secciones basales zonadas; la zonación es resaltada - por numerosas inclusiones de opacos diminutos; el crecimiento de estos granos parece realizarse a veces a costa de la biotita (a la dcha.). Otros componentes son fragmentos - preteotónicos o cataclásticos de plagioclasa -con inclusiones "snow-ball" interrumpidas al llegar al borde del cristal- y de cuarzo (anguloso, arriba); la matriz se compone de muscovita, con ilmenita dispersa; la esquistosidad ha desaparecido. (x 42, H. //).

Accesorios

Apatito.— Forma granos de tamaño variable, pero casi nunca lo suficientemente grandes como para poder distinguirlos a simple vista. Su aspecto es a veces detrítico, pero en general forma agregados o cristales mayores, interpenetrados con los granos vecinos o mostrando formas —no redondeadas— que no corresponderían a las de un mineral rodado. Suelen ser incoloros, con relieve alto y birrefringencia baja (a veces —casi isotropos); en algunos casos ha podido obtenerse su figura de interferencia —uniaxial negativa—, aunque la cataclasis, que afecta a la roca en general y deforma también los cristales de apatito en particular, dificulta su reconocimiento; su superficie ofrece un aspecto rugoso y los granos suelen estar muy fracturados.

Su origen parece, en algunos casos (granos detríticos) sedimentario, pero en la mayoría de ellos, metamórfico, si bien se presenta también en las rocas que han sufrido alteraciones (posteriores posiblemente).

Topacio.— En algunas de las muestras aparece un mineral, en cantidades insignificantes, que es posible que sea topacio, aunque no puede afirmarse con certeza, dado el tamaño mínimo de los granos que se ven. En general se trata de cristales incoloros o débilmente coloreados —tonos azulados o verdosos—, de aspecto detrítico, más o menos fracturados, con fuerte relieve y pequeñas birrefringencia.

Granate.— Se presenta en forma de pequeños granos de color pardo rosado y más o menos idiomórficos, con inclusiones de turmalina o ricas excepcionalmente; también aparece en agregados de cristallitos —menores, en sustitución pseudomórfica de clorita, entrecrecidos con — cuarzo y/o biotita. En estos casos es claro su origen metamórfico.

Ocasionalmente se ven también granos más redondeados o fragmentos angulosos que es posible sean de origen detrítico (fig. 24).

Productos arcillosos.— Aparecen sólo en algunas de las muestras, casi siempre como accesorios, aunque en unos pocos casos —llegan a formar parte esencial de la roca. Se presentan como productos de alteración de feldespatos (pueden estar incluidos en éstos e incluso manifestar la zonalidad de las plagioclasas), dispersos, impregnando la roca o relleno de microfisuras en la misma y también relleno de espacios intersticiales entre los granos de cuarzo.

Su origen es, en general, secundario.

Ciroón.— Se presenta en pequeños granos detríticos, frecuen-

temente sometidos a cataclasis y más o menos fracturados, y en pequeñas inclusiones en biotita y clorita, en las que produce halos radiactivos.

Epidota.— No pudo identificarse con seguridad, pues sólo aparece algún cristallito diminuto, muy escaso.

Minerales de titanio.— Prescindimos de momento de la ilmenita, que se mencionará entre los opacos, a continuación.

Esfena aparece formando pequeños cristales dispersos, que sólo pueden reconocerse gracias al color y forma característicos y a sus elevados relieve y birrefringencia. Otros pequeños cristales de aspecto detrítico es posible que sean de rutilo o anatasa, aunque no puede asegurarse debido a su pequeño tamaño.

Estos mismos minerales aparecen también en una generación posterior, con un origen a veces secundario. Se presentan sobre todo en las rocas que tienen indicios de haber sufrido una acción pneumatolítico-hidrotermal (v. lo dicho más arriba con respecto a turmalina, micas, etc. y fig. 27) y pueden estar dispersos en las mismas o sustituir parcial o totalmente minerales opacos (ilmenita) ya formados anteriormente; es frecuente al encontrar en estas rocas granos de minerales opacos que contienen aparentes "inclusiones" alargadas de estos minerales (rutilo, esfena, anatasa, leucoxeno), cuya orientación es perpendicular u oblicua a la longitud de los primeros y que los van sustituyendo en diversos grados, hasta llegar a encontrarlos completamente pseudomorfizados por cristales o agregados secundarios, de color pardo y aspecto turbio, semi-opacos, con relieve y birrefringencia altos. El proceso es el mismo que el que tiene lugar en la aureola del contacto del granito (figs. 42 y 43 y 79).

A veces puede observarse su relación con microfisuras.

Puesto que los opacos sustituidos son, a su vez probablemente secundarios —en parte al menos, como se verá a continuación—, hemos de suponer que con el tiempo ha habido una variación en los fluidos que han producido estas acciones o en las condiciones termodinámicas reinantes, de modo que en un período posterior fueron lixiviados o alterados —minerales opacos— depositados (estables) anteriormente y en su lugar se han formado los nuevos.

Fig/ 27.



Anatasa en micaquita (al lado del camino, 1 Km. al SE. de Villarinho). El mineral está rodeado de cuarzo (comp. con el rutilo de la fig. 77); abajo a la izqda., alteración de la biotita a clorita. Matriz de muscovita, - feldespatos potásicos y minerales arcillosos. (x 75, N //).

Minerales opacos.

El más significativo en cuanto al metamorfismo regional es la magnetita, que forma fenoblastos reconocibles a simple vista en la muestra de mano. No es un mineral frecuente en la zona, pero, cuando se presenta, es relativamente abundante. Suele venir acompañado por otro mineral, - - también opaco, que se presenta en cristales mucho menores y de forma alargada (figs. 25 y 26); éste está más extendido por la zona y en algunas - muestras puede observarse su alteración, parcial o total, y su sustitución

por leucoceno, rutilo, esfena, etc.; generalmente está orientado paralelamente a la esquistosidad y cuando hay una deformación posterior - puede aparecer curvado, si el tamaño es suficiente, o incluso fracturado; probablemente se trata de ilmenita de origen detrítico (RANDOIR, 1.969, p. 973), pero en algunos casos parece relacionada con la circulación de fluidos mineralizadores (figs. 28, 29 y 79). En estos casos - las rocas suelen presentar otras muestras de efectos neumatolítico-hidrotermales (v. lo dicho más arriba).

Fig/ 28.



Ilmenita (en la misma muestra de la fig. 26), formada quizá a costa de la biotita; pueden verse, - además, cuarzo y muscovita (x 98, N. //).

Fig/ 29.



Ilmenita (en esquisto, extremo S. del área estudiada, al lado de la carretera Beariz - Avión) con inclusiones de biotita y cuarzo (x 240, N. //).

A veces se ven también sulfuros (arsenopirita parcialmente alterada a escorodita, p. ej.), pero es en muestras tomadas no lejos de la intrusión, por lo que no los tenemos en cuenta, pues probablemente se deben a una acción de contacto y además son escasos.

En algunas muestras hay abundantes restos de materia carbonosa (grafito), que se disponen según la esquistosidad y, dado el caso, permiten distinguir muy bien las deformaciones posteriores de ésta, por quedar dibujada la forma de los micropliegues (fig. 23 b). Otros opacos de tamaño diminuto se presentan, ya sea dispersos en la matriz, ya formando inclusiones en fenoblastos (p. ej. las inclusiones helicóicas de los feldespatos, figs. 24, 25 y 26); probablemente se trata también de materia carbonosa grafitizada.

Por alteración de los minerales que contienen hierro se producen limonitas, que, transportada por disoluciones descendentes, impregna la roca o rellena microfracturas. En algunos casos aparecen todavía restos de fenoblastos de magnetita alterados (limonitizados), pero lo más frecuente es encontrar impregnaciones que dan a la lámina transparente un color pardusco y un aspecto sucio.

Las zonas en las que aparecen los mencionados procesos, probablemente neumatolítico-hidrotermales, se indican en la fig. 80; v. — también la sección II.3.e. En estas zonas (I y II de II.3.e) aparecen — también muy pequeñas cantidades de minerales, cuya identificación no ha sido posible, p. ej.: diminutos granos de casitorita (?); o un producto pardo amarillento, isotropo, de muy elevado relieve, aparentemente secundario o descendente (v. mineral X, II.3.e).

2) Cuarzitas: secreciones de cuarzo.

Describiremos en este apartado no sólo las cuarzitas propiamente dichas, sino también aquellas rocas, que pueden considerarse como de transición, constituidas por intercalaciones de finas capas silíceas y micáceas, de claro origen sedimentario. Realmente hay minerales micáceos presentes en todas las rocas, incluso en las cuarzitas propiamente dichas, que adquieren un brillo sedoso en las superficies de esquistosidad debido a dichos minerales (sobre todo muscovita). Por lo demás, estas rocas están en general claramente orientadas, muestran fractura plana paralelamente al plano de esquistosidad, s_1 y presentan a veces lineaciones, más o menos horizontales (fig. 11; v. también II.4). Su tamaño de grano es, como en los esquistos, de fino a medio y su color, generalmente claro (blanco a pardo amarillento), pero a veces también oscuro (gris, verdoso); en ocasiones puede distinguirse la estratificación, s_0 , a simple vista, gracias a la alternancia de capas distinta composición y tono.

Se encuentran en la mitad occidental de la zona, siendo su estructura más notable un antioclinal muy cerrado y de eje subhorizontal, cuyos flancos se prolongan aunque no continuamente, hacia el S. y, antes de desaparecer, se reducen a una serie de lenticiones, intercalados entre las micacitas, que también aparecen en otros lugares; en el cuadrante NW. aparece otro lecho, fallado repetidamente, que se prolonga hacia el N. —

(v. plano geol. y fig. 17). Han sido intensamente plegadas y tectonizadas, quedando los flancos de los pliegues reducidos a jirones que se adaptan — más o menos a la esquistosidad regional, s_1 (transposición, ya mencionada, II.1.c): s_0 suele coincidir, por tanto, con s_1 (figs. 18 y 19). En foto — aérea suelen dar un relieve más acusado que los esquistos, aunque no siempre, debido a la cantidad de cuarzo que éstos pueden contener (comp. fig. 16).

Descripción microscópica:

Su textura es granoblástica orientada, con las laminillas de mica dispuestas paralelamente a s_0 y s_1 , aunque a veces, por el contrario, éstas pueden marcar una ligera discrepancia entre ambos planos y se disponen oblicuamente a la estratificación.

Además de esta orientación, efecto de una tectónica sin-oristalina, hay también pruebas de una tectónica post-oristalina: los granos de cuarzo muestran, como en los esquistos, fuerte extinción ondulante.

En cuanto a su composición, no es raro que el cuarzo esté — acompañado por muscovita y, a veces, también biotita y clorita; como — accesorios aparecen cristales detríticos de cirión y turmalina; ésta suele estar bien recristalizada y, en algún caso, puede estar zonada. En algunas ocasiones aparecen también feldespatos.

Secreciones de cuarzo.

En foto aérea se ven ciertas zonas en las que parece haber — cuarcitas, las cuales, por la forma del afloramiento, dan la impresión de estar intensamente replegadas. En el campo tienen el aspecto de filones, de varios metros de largo, que por erosión dan lugar a una especie de bloques de cuarzo, de forma redondeada, que permanecen "in situ", dando a — las laderas el color (blanco) y relieve (fuerte), que hace que se parezcan en foto aérea a las cuarcitas; con el microscopio se evita toda confusión, puesto que su textura es análoga a la del cuarzo filoniano, indicando que ha habido una movilización a favor de fracturas de tensión. Se trata, por tanto, de secreciones laterales.

Es de notar que incluso este cuarzo pseudo-filoniano presenta, igual que el de los filones mineralizados (fig. 57), indudables efectos — cataclásticos: extinción ondulante, trituración, maclas de presión, etc. Es decir que ha habido deformaciones tectónicas post-oristalinas también en este caso.

El fenómeno de la movilización por secreción lateral se produce a todas las escalas (fig. 9), incluso a la microscópica --secreción de vetillas de cuarzo que pueden cortar tanto a_0 como a_1 --, como se ha visto -- ya (II.3.a.1, cuarzo), pero alcanza mayores proporciones en las zonas donde más abundaba el cuarzo originariamente, por eso es más frecuente en las -- zonas de tránsito de esquistos a cuarcitas, o en las proximidades de las -- mismas. Por ser manifestaciones de poca importancia y ligadas a las cuarcitas, se han cartografiado junto con las mismas. Un lugar adecuado para verlas es la zona al SW. de Bouza, hasta el río Doade y también la zona NW. -- de Albite, hasta el Arroyo de Ponte Pedriñas

3) Epidiotos anfibólicos.

Se describen sucintamente, aunque realmente afloran ya fuera de la zona estudiada (prácticamente en el límite). Se presentan en forma de lentejones intercalados entre las micacitas y se distinguen de éstas -- por su color verde muy oscuro y por su mayor dureza; su fractura sigue -- siendo plana, aunque la orientación no siempre es claramente visible. Uno de estos lentejones aflora al lado de la carretera de Boariz a Avión (a -- mano derecha, al lado del puente que se encuentra inmediatamente al pasar el límite S. de nuestra zona) y otro, junto a las explotaciones de casiterita aluvionar del Río Doade. Es posible que procedan de rocas volcánicas básicas intercaladas entre los sedimentos originales.

Estudio microscópico:

El mineral más abundante es el anfíbol, que se presenta en -- cristales aciculares verdes, pleocroicos, con extinción oblicua y birrefringencia media a fuerte. Se han medido sus ángulos $2V$ y $c/2$ con platina universal y se ha determinado su estructura por difracción de rayos X, resultando una composición de tremolita-actinolita. La textura de la roca, que es neotoblástica --aunque a veces deformada y fracturada--, se debe fundamentalmente a este mineral.

También abunda la epidota y, algo menos, la plagioclasa; ésta forma fenoblastos bastante fracturados y alterados "saussuritizados"--, -- hasta el punto de que nunca aparece un cristal completamente fresco.

La esfena es relativamente abundante; puede verse alguna de -- sus asociaciones típicas, pero no muestra siempre sus propiedades ópticas --

características; cabe la posibilidad de que en algún caso se trate de -
rutilo.

En el lentejón situado al S. aparecen vetas rellenas de feldespato
potásico -con inclusiones vermiformes de clorita, a veces-, que atraviesan
la roca en cualquier dirección.

Finalmente, como accesorios aparecen cuarzo, clorita y abun-
dantes cristallitos opacos dispersos.

En resumen, podemos concluir que se trata de un esquisto anfi-
bólico de bajo grado de metamorfismo, sometido -como todas las rocas de la
zona- a efectos tectónicos post-oristalinos, que han producido deformaciones
y fracturas, facilitando así la removilización (o introducción ?) de fel-
despato potásico.

4) Características del metamorfismo regional.

Por desgracia no aparecen asociaciones minerales críticas que
permitan definir con precisión las condiciones termodinámicas del metamor-
fismo regional; en efecto, los minerales más característicos que aparecen
en esta zona no dan información alguna acerca de la presión, pudiendo --
corresponder tanto a una serie de facies de alta presión (p. ej. la de --
Barrow), como de baja (p.ej. del tipo Abukuma), puesto que la andalucita --
aparece solamente en la proximidad de la intrusión y se debe, con mayor --
probabilidad, al metamorfismo de contacto de la misma.

Sin embargo, si nos atenemos a los resultados obtenidos por --
investigadores que han trabajado a escala regional, encontrando minerales
como andalucita y cordierita, podemos suponer que se trata de un metamor-
fismo de baja presión (ver TEX, 1.966; KATTE, 1.968), a pesar de que en
dos de las rocas estudiadas coexisten -junto a las micas y feldespato --
habituales- granate y clorita, lo que haría sospechar condiciones de mayor
presión (WINKLER, 1.967, p. 102; HARKER, 1.970, p. 217); pero esto no es
un dato concluyente, puesto que el granate es poco abundante y no se ha --
determinado su composición.

En cuanto a la temperatura, la existencia de clorita y la --
composición de los feldespatos (albita-oligoclasa) en las micacitas, así
como la presencia de tremolita en los esquistos anfibólicos y la ausencia
de cordierita u otros minerales de facies superiores en toda la zona, in-
dican que no debe de haber sido elevada; podríamos situarla en la facies
de las pizarras verdes, según la define WINKLER (1.967), tal vez en una --
subfacies superior -composición de las plagioclasas, aparente tendencia de

la clorita a ser sustituida por biotita o granate en algunas muestras-, pero sin alcanzar la facies de las anfibolitas, puesto que no aparece ningun mineral característico de éstas; la textura (esquistosa) observada en la mayoría de los casos, corresponde también a las condiciones P-T supuestas.

Según la nueva clasificación de WINKLER (1970), se pueden considerar estas rocas simplemente como "de bajo grado de metamorfismo" ("Low-Stage-Metamorphism"), que viene a corresponder a la epizona de autores más antiguos.

La acción de un metamorfismo retrógrado que, según los dos investigadores mencionados, ha actuado en la región gallega posteriormente a esta fase principal, no ha podido constatarse en la zona de Bearis, lo cual no tiene nada de extraño, dado que la intensidad alcanzada aquí por la fase progresiva no es superior a la atribuida por ellos a la diagenética.

II.3.b.) Rocas ígneas.

Su emplazamiento y geología han sido ya descritos (II.1.c).

1) El stock granítico.

La masa intrusiva se compone fundamentalmente de cuarzo, de feldespatos (alcalino y plagioclasa) y, en cantidades subordinadas, de micas. Como minerales accesorios aparecen apatito, opacos, circon, y, raras veces, granate; y como secundarios, minerales micáceos, cloríticos y arcillosos.

El tamaño de grano varía de medio a grueso, predominando el primero, según la clasificación de HATCH, WELLS y WELLS (1968, p.185). Según los criterios de otros investigadores, como CAPDEVILA Y FLOER (1970, p. 104), que han estudiado los granitos gallegos, serían rocas de grano fino (es decir, menor de 3 mm.) a medio. Hemos preferido conservar los mismos criterios que para las rocas metamórficas.

Su textura es hipidiomórfica granular cataclástica (a veces orientada).

La cataclasis es general y afecta todos los minerales, ya sea por deformaciones de los cristales (micas, sobre todo muscovita; cuarzo, feldespatos), por maclas de presión en la plagioclasa, extinción ondulante general en el cuarzo), por fracturación de los granos (apatito; feldespatos; en la plagioclasa pueden verse a veces las maclas cisalladas a lo

largo de fracturas que pueden ser de nuevo soldadas por feldespato potásico o cuarzo, o rellenadas por muscovita, minerales cuyos componentes estaban todavía disueltos o que fueron renovilizados; fig. 30), o por trituración (cuarzo, feldespato).

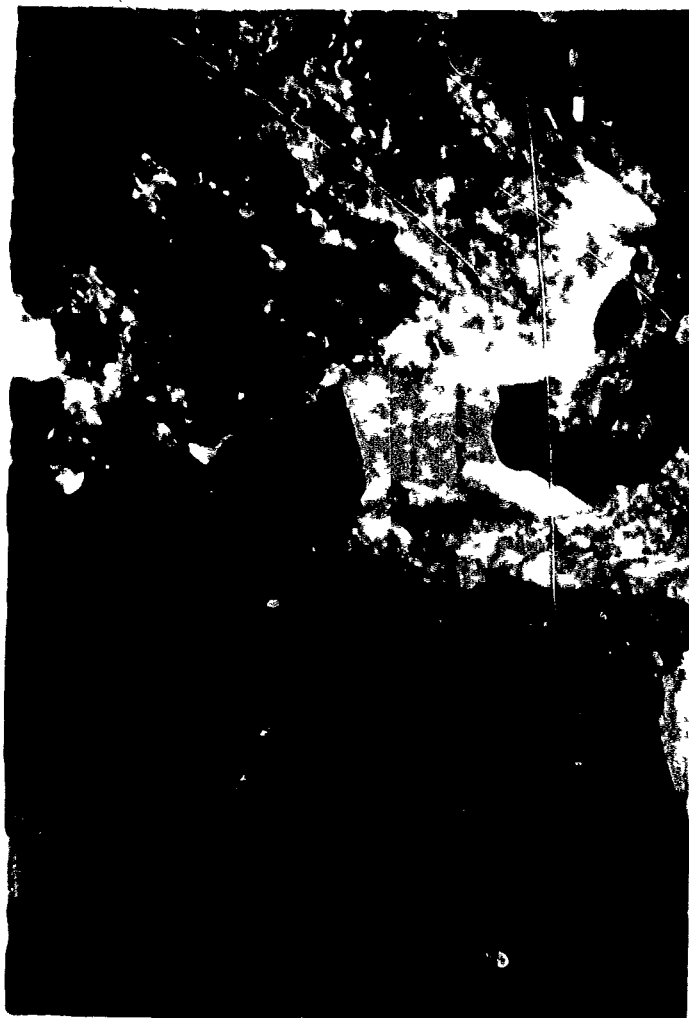
Fig/ 30.



Cristal de plagioclasa fracturado y cisallado en granito (carretera de Beariz - Beués, cerca de 1 Km. al S. de Beariz); cuarzo y feldespato potásico muestran también efectos tectónicos (x 26 , N.X).

En los contactos tectónicos se producen a veces fenómenos especiales debidos a la cristalización de fases magnéticas tardías, que aprovechan los huecos, o zonas de menor presión, producidos por las fallas; así puede observarse la formación, en la falla que limita al N. La apófisis W. del granito (v.pl.geol.), de una facies filoniana hidrotermal, constituida por cuarzo (largos cristales prismáticos piramidales, típicamente filonianos, con zonado de crecimiento), feldespatos (casi por completo alterados), agregados de sericita, clorita (vermiforme) y productos arcillosos y, finalmente, fragmentos cataclásticos de cuarzo y de roca de caja (esquistos), que dan al conjunto un aspecto brechoide (fig. 31). Estos productos filonianos se introducen también en los esquistos; se han observado, p. ej. vetillas -

Fig/ 31.



Micropegmatita en el contacto del granito (carretera Beariz-Avi6n, 1 Km. al S. de Beariz): cuarzo filoniano, con inclusiones de minerales arcillosos (abajo) - que destacan su forma hexagonal. La matriz se compone de minerales clor6ticos y arcillosos y contiene un 9 fragmento catacl6stico de esquistos. (x 35, N.X.).

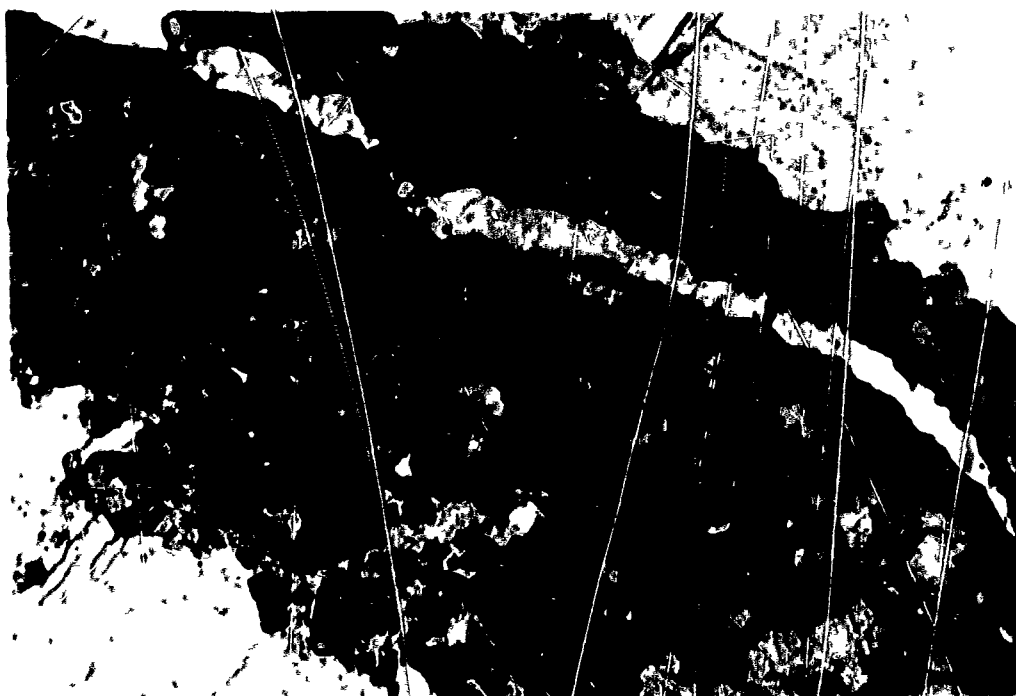
de cuarzo y de clorita y rutilo, entre las cuales las relaciones de cristalizaci6n son complicadas, indicando que ha habido venidas de cuarzo - anteriores y posteriores a las de clorita (fig. 32).

Todo esto prueba que ha habido tect6nica sin y post-cristalina, llegando a alcanzar bastante intensidad, pues las deformaciones son a veces muy fuertes, tanto en la masa principal como en la facies de borde.

Finalmente, son abundantes tambi6n las alteraciones deut6ricas en toda la masa, pudiendo ser muy intensas en algunas zonas, en - que los feldespatos, p. ej. aparecen ya completamente sustituidos. Estos

procesos incluyen muscovitización, sericitización, cloritización y cao-
linización o transformación en productos arcillosos; está claro, por -
tanto, que no todos pueden atribuirse a factores exógenos y que ha habido
haber una acción autometamórfica intensa de fluidos magmáticos póstumos,
que son los que han formado también los cristales de apatito, sulfuros,
etc., relativamente grandes y abundantes a veces.

Fig/ 32.



(de la misma muestra que fig. 31). Veta de rutilo y clo-
rita que atraviesa un filón anterior relleno de cuarzo
y que, a su vez, es cortada por una nueva vetilla de -
cuarzo (x 140, N. //).

El cuarzo se presenta en granos xenomórficos de tamaño varia-
ble, con los efectos tectónicos ya mencionados.

Feldespatos: el feldespato potásico, que a veces presenta las
maclas del microclino, no siempre es tan abundante como la plagioclasa.
Esta tiene composición de albita-oligoclasa, con predominio de la última,
según las determinaciones ópticas, de las que casi siempre resulta oligo-
clasa.

Pocas veces aparecen perfitas; en cambio parece haber relaciones
de sustitución mutua entre los feldespatos, sin que pueda precisarse --
siempre cuál es el mineral primario y cuál el que lo sustituye, pues, si
bien se encuentran restos de feldespato potásico caolinizado rodeados de

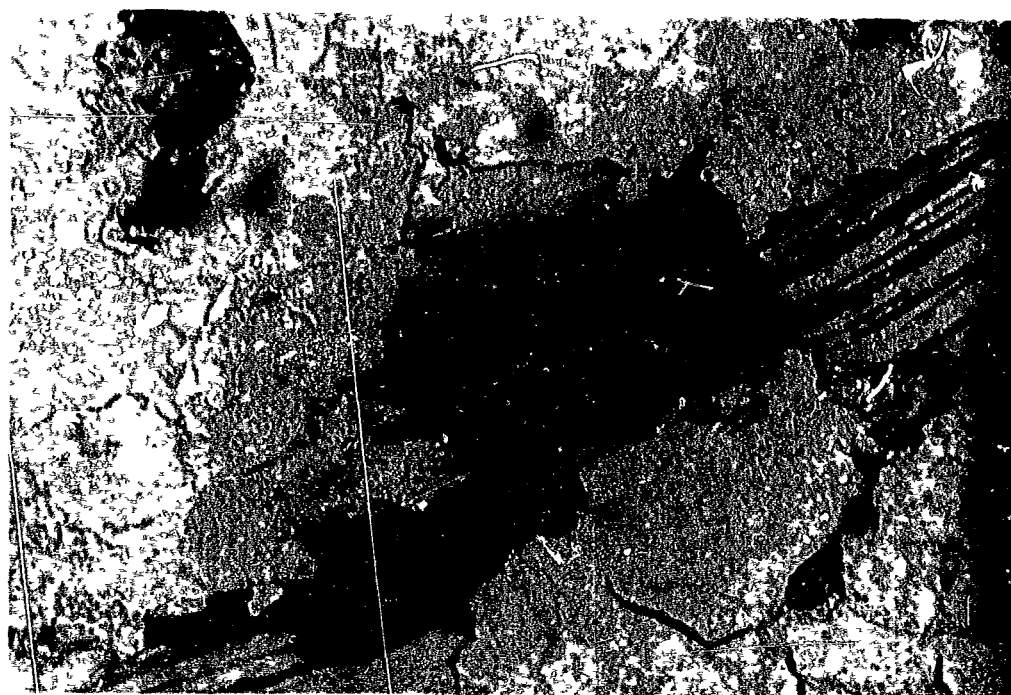
albita fresca, puede observarse también el fenómeno contrario — cristales de plagioclasa muy alterados e incluidos en feldespato potásico fresco—, así como la soldadura de granos rotos de plagioclasa por feldespato potásico fresco: parece como si en ciertos momentos hubiese tenido lugar una albitización y en otros una potasificación de la roca; aparecen también zonas con intercrecimientos entre plagioclasa y microclino, a veces con formación de mirmequitas, las cuales según HATCH et al. (1968) se interpretan como posibles productos de la reacción de sustitución, en estado sólido de feldespato potásico y plagioclasa.

Entre las ya mencionadas alteraciones, es de destacar la muscovitización, que puede actuar selectivamente, atacando primero al núcleo, con lo que resulta una zonabilidad secundaria, coincidente con la primaria; las demás actúan a veces de la misma manera.

Las micas, aunque son todavía minerales principales, se presentan en cantidades menores, sobre todo la biotita, que en algunos casos pasa a ser accesorio o desaparece.

La biotita tiende a ser sustituida por muscovita o clorita — (fig. 33), pudiendo observarse el proceso en diversas etapas: decoloración, lixiviación corrosión de los cristales de biotita y crecimiento de muscovita en su lugar, sustitución total. Puede tener inclusiones de circon, que producen halos radiactivos.

Fig. 33.



Granito de dos micas (contacto en el río de Beariz, unos 400 m. al S. del pueblo): sustitución de biotita por muscovita o —en otros lugares de la misma muestra— por clorita (x 75, H. //).

La olorita es secundaria o hidrotermal; además de presentarse sustituyendo a biotita, se presenta también como relleno de pequeños poros redondeados, en una zona próxima al borde —posiblemente sea sustitución de granate— o en cristales hidrotermales en fracturas, lo mismo que la muscovita.

Accesorios: apatito (cristales fracturados y deformados, a veces relativamente grandes; es el más abundante de los accesorios), granate (muy escaso, en pequeños cristallitos), cirión (v. biotita) y opacos (granos de sulfuros, en ocasiones visibles a simple vista, y/o cristallitos alargados, de ilmenita probablemente).

2) Facies de borde

Se distingue del granito normal por su grano generalmente más fino, su mayor dureza y, mineralógicamente, por la ausencia de biotita —a veces falta también el feldespato potásico— y la presencia generalizada de granate entre los accesorios, aparte de la ya mencionada tendencia a una composición más alcalina. Se trata, por tanto, de un granito (alcalino a veces) muscovítico.

Sus componentes esenciales son: cuarzo, feldespatos (albita, —feldespato potásico, oligoclasa) y muscovita; los accesorios: granate, apatito (frecuente) y opacos (a veces, granos dispersos e impregnaciones de sulfuros, probablemente arsenopirita, del orden de dimensiones del cm). Puede alterarse de la misma manera que la facies normal, excepto la formación de olorita, pero no tan intensamente.

Los efectos cataclásticos son aquí intensísimos, tanto si el contacto es normal como si es tectónico; aun en el primer caso aparecen fenocristales de feldespato fracturados e incluso destrozados, adquiriendo formas lenticulares, granos de cuarzo triturados, a veces recrystalizados y cristales de muscovita deformados o formando bandas orientada (fig. 34). La roca puede llegar a tener el aspecto de un granito neisico u orientado, pero el origen de esta textura es puramente tectónico. Prescindiendo de la orientación, que es prácticamente ubicua, la textura varía de granuda a microgranuda o fina, en lo que a tamaño de grano se refiere.

Se ha denominado "facies de borde" porque no aparece más que en zonas de contacto, apófisis (zona W., al S. de Beariz) o digitaciones del granito normal (de dos micas). Sin embargo, no se presenta continuamente a lo largo de todo el borde. El tránsito entre los dos tipos de granito es gradual, sin que en el campo se puedan establecer límites precisos; por ello no es posible, al cartografiar, trazar una línea neta que los separe.

La clorita es secundaria o hidrotermal; además de presentarse sustituyendo a biotita, se presenta también como relleno de pequeños poros redondeados, en una zona próxima al borde —posiblemente sea sustitución de granate— o en cristales hidrotermales en fracturas, lo mismo que la muscovita.

Accesorios: apatito (cristales fracturados y deformados, a veces relativamente grandes; es el más abundante de los accesorios), granate (muy escaso, en pequeños cristallitos), cirión (v. biotita) y opacos (granos de sulfuros, en ocasiones visibles a simple vista, y/o cristallitos alargados, de ilmenita probablemente).

2) Facies de borde

Se distingue del granito normal por su grano generalmente más fino, su mayor dureza y, mineralógicamente, por la ausencia de biotita —a veces falta también el feldespató potásico— y la presencia generalizada de granate entre los accesorios, aparte de la ya mencionada tendencia a una composición más alcalina. Se trata, por tanto, de un granito (alcalino a veces) muscovítico.

Sus componentes esenciales son: cuarzo, feldespatos (albita, —feldespató potásico, oligoclasa) y muscovita; los accesorios: granate, apatito (frecuente) y opacos (a veces, granos dispersos e impregnaciones de sulfuros, probablemente arsenopirita, del orden de dimensiones del cm). Puede alterarse de la misma manera que la facies normal, excepto la formación de clorita, pero no tan intensamente.

Los efectos cataclásticos son aquí intensísimos, tanto si el contacto es normal como si es tectónico; aun en el primer caso aparecen fenocristales de feldespató fracturados e incluso destrozados, adquiriendo formas lenticulares, granos de cuarzo triturados, a veces recrystalizados y cristales de muscovita deformados o formando bandas orientada (fig. 34). La roca puede llegar a tener el aspecto de un granito neisico u orientado, pero el origen de esta textura es puramente tectónico. Precediendo de la orientación, que es prácticamente ubiosa, la textura varia de granuda a microgranuda o fina, en lo que a tamaño de grano se refiere.

Se ha denominado "facies de borde" porque no aparece más que en zonas de contacto, apófisis (zona W., al S. de Beariz) o digitaciones del granito normal (de dos micas). Sin embargo, no se presenta continuamente a lo largo de todo el borde. El tránsito entre los dos tipos de granito es gradual, sin que en el campo se puedan establecer límites precisos; por ello no es posible, al cartografiar, trazar una línea neta que los separe.

Fig. 34.



Facies de borde (granito micoclitico, contada al lado de la carretera Santa-Lucia, zona 1,5 Km. al N. de Santa) o cuarzo (con extinción ondulante), foliación y mica, con orientación testáculas. (x 32, No. 1).

En relación con la apófisis que se acaba de mencionar, aparecen unos filones de cuarzo y arsenopirita (fig. 35), que se describen a continuación; se presentan en el contacto de la misma, hasta con diques graníticos, filones de turmalina, etc.

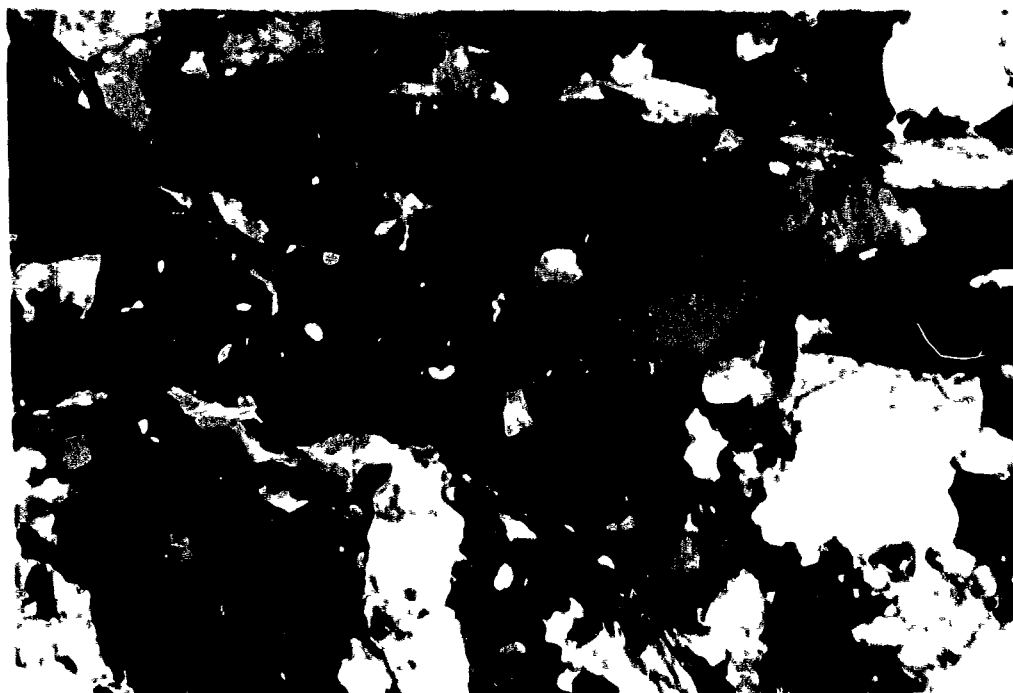
3) Filones y filones.

Los componentes máficos pueden originar a favor de grietas y fracturas de la roca de caja, dando lugar a la aparición de diques, filones, vetas y vetillas con relleno de granito, gneis, cuarzo, turmalina, etc., de los que los filones mineralizados son un caso particular. Sus potencias varían desde escasos cm. hasta m. y los mayores pueden alejarse hasta 100 m. del contacto.

Los diques graníticos presentan en sus frentes bastante irregularidad a lo largo de la facies de borde, con variantes a listados, rayados, etc.

En los filones y vetas de cuarzo, turmalina, etc. se debe notar la presencia de intensas deformaciones. Cuando el relleno es turmalina, las cristalizaciones (primarias) de ésta suelen estar orientadas debido al flujo.

Fig. 34.



Facies de borde (granito muscovítico, cantera al lado de la carretera Barrio-Avilón, unos 1,5 Km. al S. de Barrio) cuarzo (con extinción ondulante), feldospatos y mica, con orientación testálica. ($\times 32$, N. X).

En relación con la agitación que se acaba de mencionar, aparecen unos filones de cuarzo y arsenopirita (fig. 35), que se describen a continuación; se presentan en el contacto de la roca, junto con diques graníticos, filones de turmalina, etc.

3) Diques y filones.

Los componentes eruptivos pueden originar a favor de grietas y fracturas de la roca de caja, dando lugar a la aparición de diques, filones, vetas y vetillas con relleno de granito, aplita, cuarzo turmalina, etc., de los que los filones mineralizados son un caso particular. Sus potencias — varían desde escasos cm. hasta m. y los mayores pueden alejarse hasta uno o dos Km. del contacto.

Los diques graníticos presentan composiciones bastante parecidas a las de la facies de borde, con variantes albiticos, pegmatíticos, etc.

En los filones y vetas de cuarzo, turmalina, etc. es de notar — la presencia de intensas deformaciones. Cuando el relleno es turmalina, los cristales (prismáticos) de ésta suelen estar orientados debido al flujo.

Fig./ 35



Filón de cuarzo y arsenopirita (comienzo de la pista de Garfián, 1 Km. al S. de Beariz) en un contacto granítico.

Merceden destacarse los filones mineralizados que afloran en relación con la citada apófisis W. del granito (localización: aproximadamente un Km. al S. de Beariz, por la carretera de Avión, al comienzo de la pista de Garfián, tras la primera curva de ésta). Estos filones, en los que a simple vista se reconocen cuarzo y arsenopirita abundantes, contienen también —según puede observarse al microscopio— micas blancas y clorita, apatito y feldespatos y otros minerales opacos, que se describirán con más detalle cuando se exponga la metalogenia (III.4; v. también fig. 78). Entre las micas blancas, además de muscovita y sericita, es posible que haya algo de lepidolita; a veces se introducen fracturas en

el cuarzo. Algunos granos diminutos ; es posible que sean de casiterita - (son demasiado pequeños y escasos para poder asegurarlo).

Toda la zona de esquistos en contacto con esta digitación es - especialmente rica en diques graníticos, filones (de cuarzo y turmalina - sobre todo), o simples vetillas (v., p. ej. fig. 32). En los diques graníticos hay a veces zonas de textura micropegmatítica (como la de la fig. 31) y disseminaciones de arsenopirita. (v. fig. 7).

La petrografía de los filones mineralizados se expondrá más - adelante (Metalogenia).

4) Conclusiones.

El estudio petrográfico permite considerar la intrusión como - un granito, según la definición de STRICKELSEN (1.957, p. 161), aunque - según otras clasificaciones (HATCH et al., 1.968) se trataría de una adamelita. La primera clasificación parece más apropiada para las composiciones estudiadas y además, evitando la introducción de nuevos nombres, tiene la - ventaja de no aumentar la confusión de la terminología regional (II.2.c). Se trata, por tanto, para nosotros, de un granito de dos micas.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico y - plagioclasa; ésta es de composición oligoclasa predominantemente y se presenta en cantidad igual o algo superior a la de aquél, es decir que la roca se sitúa en la zona (3 b) para la que STRICKELSEN sugiere el nombre de "monzogranito", entendido como subgrupo del granito.

La composición de la masa granítica no es, sin embargo, absolutamente homogénea, pues la apófisis W. y algunas zonas de borde - lo que - hemos denominado granito de muscovita o facies de borde- son más alcalinas (llegan a alcanzar la composición del granito alcalino), sin que sea éste - un fenómeno lo suficientemente regular como para poder hablar de una zonali dad de la intrusión. En los diques marginales, vetas y vetillas, que llegan hasta las zonas mineralizadas, se presentan las mismas variaciones de composición: de granito a granito alcalino.

La masa intrusiva ha estado sometida a intensas deformaciones, ya sea sin-, ya sea post-oristalinas.

Más adelante se volverá sobre las condiciones de emplazamiento de la intrusión (II.3.c.1; II.4.d).

II.3.e.) Efectos de contacto de la intrusión granítica.

El metamorfismo térmico es relativamente débil, afectando una zona que no se aleja del contacto más de unos pocos centenares de metros. Las acciones metasomáticas son bastante más intensas y visibles y sus efectos pueden extenderse bastante más lejos, sobre todo cuando hay fracturas — que faciliten la circulación de los fluidos. A continuación nos referiremos sólo a las rocas que están próximas al granito y que, por tanto, han sufrido al metamorfismo de contacto superpuesto al regional: la acción metasomática de las emanaciones procedentes de la intrusión se superponen también a todas las anteriores, por lo que en general no puede hablarse de un metamorfismo puramente térmico, sino que hemos de describir los efectos del contacto en conjunto.

Estos pueden apreciarse ya en el campo: las rocas se endurecen y se vuelven más oscuras (gracias a la formación de turmalina, a veces abundante), aunque abundan también los filoncillos o lentejones de cuarzo, frecuentemente replegados o fracturados; a veces la sustitución es tan completa que la roca aparece formada por bandas blancas —silíceas y negras —turmalíferas— alternando. En otros casos, el efecto predominante es la formación de unos aparentes fenoblastos vermiciformes, de color verde oscuro, — que pueden llegar a tener varios cm. de largo y no disponen según cualquier orientación, predominando las direcciones paralelas a S_1 ; en realidad son simplemente agregados cristalinos —de clorita sobre todo—, como puede verse al microscopio y su origen cabe atribuirle al metamorfismo térmico — (figs. 36 y 38). En ocasiones puede verse cómo la esquistosidad original de los esquistos se va borrando —p. ej. por sericitización, que produce una disminución del tamaño de grano, sin que los nuevos cristallitos crezcan — orientados— (figs. 36. a 38 y 42)—; en algún caso se ha visto vitrificación (figs. 41 y 42), debida a un recalentamiento poco duradero (p.ej. en el contacto con diques aplíticos o filones, que son bastante abundantes en estas zonas próximas al granito).

.1) Rocas del contacto.

En el estudio microscópico que sigue, se trata de evitar, en lo posible, toda repetición de lo ya dicho al hablar del metamorfismo regional, que debe suponerse aquí como punto de partida; nos limitaremos, por tanto, a describir las variaciones introducidas por los efectos de contacto en la mineralogía inicial, prestando más atención a los minerales nuevos. De estos cambios, los principales son la aparición de granate y andalucita, así como el crecimiento de cristales de clorita y micas (biotita sobre todo; a veces en zonas de baja temperatura, parece haber una transformación retrógrada de —

biotita en clorita) en direcciones oblicuas o transversales a S_1 y en agregados (figs. 36, 37 y 38).

Abundó el cuarzo introducido a lo largo de fracturas y vetillas o renovilizado. Aparecen también como siempre, lentejonesillos o secreciones, así como los típicos lechos de origen sedimentario -fina alternancia de cuarcitas y micacitas-, que todavía se conservan en numerosos casos.

La silicificación, que no siempre puede distinguirse de la simple renovilización del cuarzo de origen sedimentario, parece un fenómeno extendido, tanto en el espacio como en el tiempo (pueden encontrarse filoncillos de cuarzo anteriores, simultáneos y posteriores a los demás, figs. 32 y 77) y puede estar acompañada de otros procesos -turmalinización, sericitización, etc.- causados también por las emanaciones graníticas.

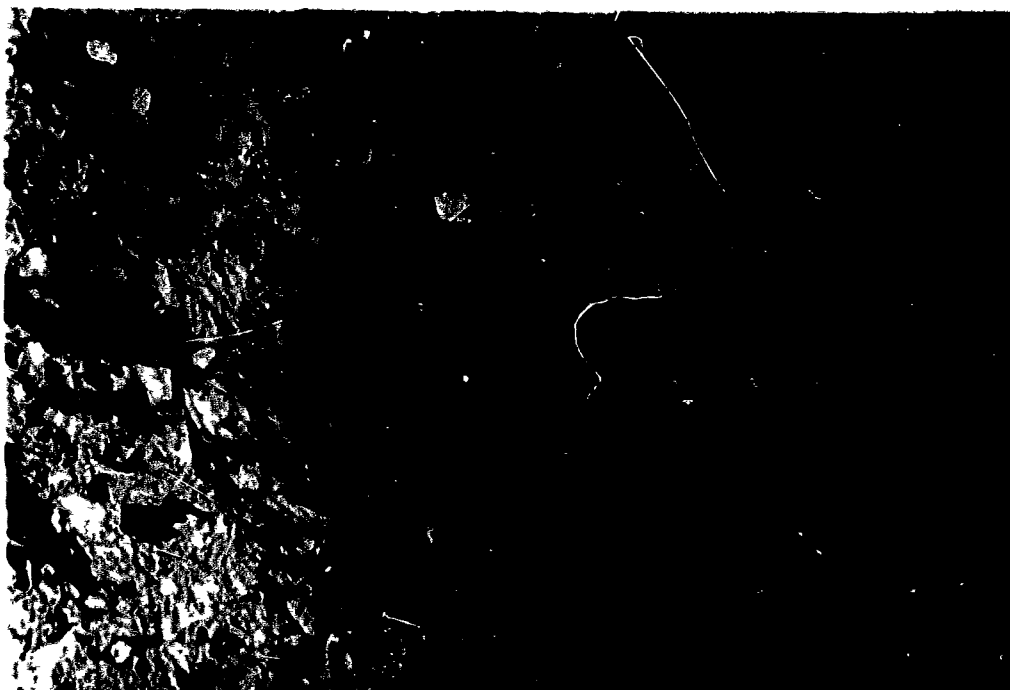
En general hay abundancia de deformaciones post-cristalinas -extinción ondulante, ("Bocha-la mollas"), etc.-, cualquiera que sea la época de formación del mineral.

A veces se ve un número de finas inclusiones aciculares (rutile, turmalina, muscovita), que dan un sombreado oscuro a los granos de cuarzo.

La esquistosidad S_1 se ve alterada por el crecimiento de nuevos cristales de mica y clorita, que frecuentemente, toman orientaciones arbitrarias o transversales a S_1 , pudiendo formar bandas (paralelas a S_1 , pero constituidas por cristales cuyas orientaciones individuales son oblicuas o perpendiculares), agregados (visibles en muestra de mano, como ya se ha dicho) o bien cristales aislados; otras veces se origina la típica estructura "crias-cress" (o "deussate structure", HARKER, 1970, p. 35; fig. 36) y otras, hay una disminución del tamaño de grano y sericitización (figs. 36 y 38), sobre todo en las micas blancas, que pasan a formar agregados microcristalinos de muscovita, sericita, pirofilita, etc., en los que se ha borrado la esquistosidad, si bien ésta puede manifestarse todavía, p.ej. - por la orientación residual de otros minerales (fig. 37).

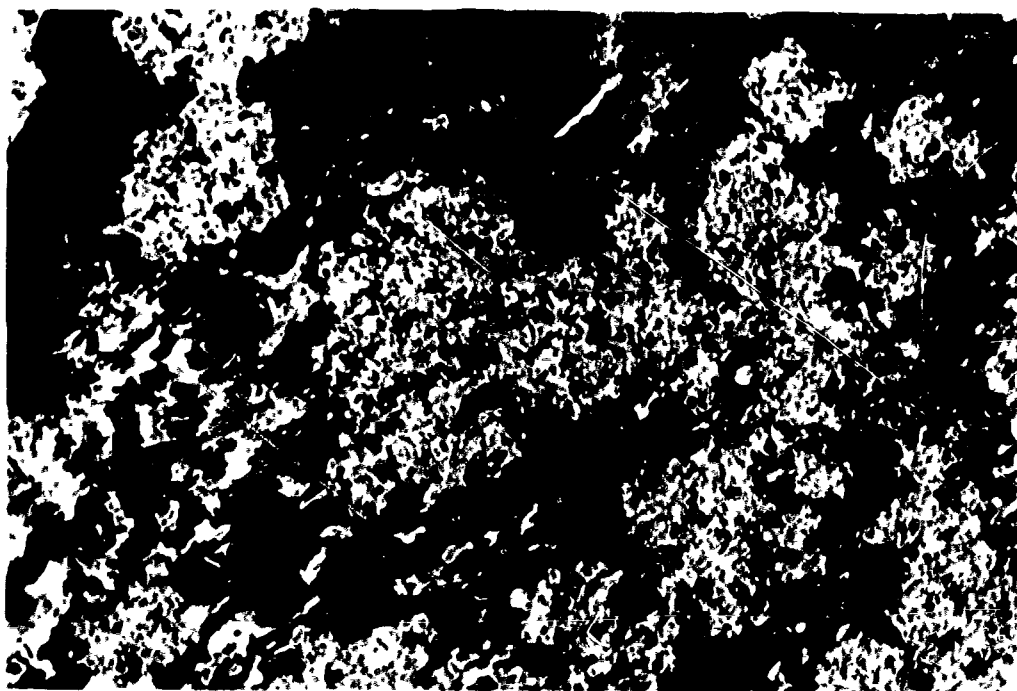
La biotita se altera a veces, pasando a formar clorita (efecto retrógrado) o sufriendo la acción de fluidos neumatolíticos que la decoloran y transforman en mica blanca (figs. 36, 41, 42 y 43). La mica blanca no siempre es muscovita; además de la sericita, es posible que haya pirofilita -imposible de distinguir al microscopio, pero que sería de esperar en estas condiciones de metamorfismo (WINKLER, 1.967, p. 69) - y

Fig. 36.



Micasita con aratito y granate (zona de contacto del granito, al E. de Magros). Biotita inestable: en parte lixi-
viada o decolorada (p. ej. a la izquierda) y en parte —
sustituida por muscovita o sericita (dcha). Desaparición
de la esquistosidad por sericitización; a la derecha, co-
mienza a formarse "criss-cross" o "decussate structure" —
(HARKER, 1970, p. 35), típica del metamorfismo de contac-
to.

Fig. 37.



Micasita (contacto NE. del granito, al SE. del cerro de —
Narcooñán). Crecimiento, por efecto del metamorfismo de con-
tacto, de agregados de sericita sin orientación; las zonas
comprendidas entre estos agregados —compuestas de clorita,
oscura y mica, clara— muestran todavía restos de la esqui-
stosidad inicial. (x 18, N. X).

a veces parecen predominar otras micas, p.ej. micas de litio (birrefringencia más débil)

La clorita se presenta a veces como relleno de fracturas y también en forma de cristales en abanico.

En realidad, una parte de la actuación de estos efectos de contacto parece realizarse en sentido retrógrado, incluso muy cerca del contacto, p.ej. la alteración de muscovita y biotita y su transformación en agregados sericiticos y clorita, respectivamente (fig.37).

Los feldespatos son bastantes escasos, si exceptuamos las vetillas de material granítico introducidas a favor de microfiguras y las de feldespato potásico posteriores.

Posiblemente hayan sido destruidos por las emanaciones neumatolítico-hidrotermales que han muscovitizado, sericitizado, opolinizado... la roca. Pueden verse zonas de sericita, productos arcillosos, etc., que posiblemente los hayan sustituido; además la roca es a veces muy porosa, lo que podría ser efecto de una intensa acción neumatolítica.

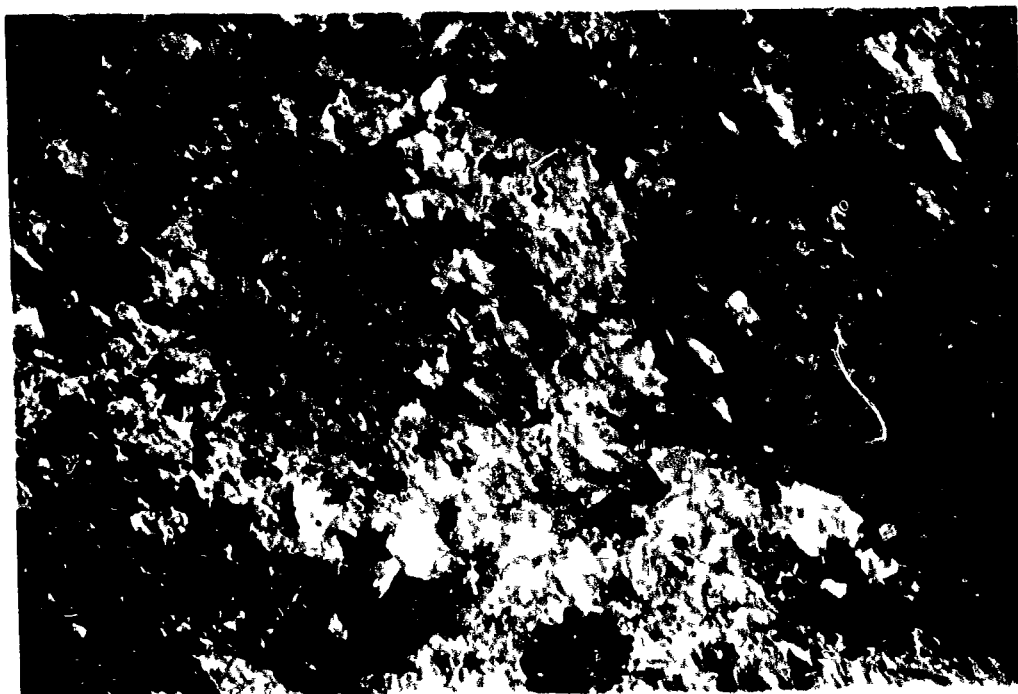
Andalucita sólo se ha encontrado en el cerro de Marcofán, acompañada de micas blancas y clorita.

Presenta abundantes inclusiones de opacos que forman filas rectilíneas; éstas se continúan fuera del cristal -lo que demuestra que la andalucita es posterior-, quedando a veces cortadas por zonas de cisalla, debidas a una tectónica siempre activa. Aparece en fenoblastos (Fig. 38), frecuentemente alterados por las citadas emanaciones, que producen en este caso un efecto retrógrado: sustitución parcial de andalucita por pequeños cristales de mica blanca.

No se ha encontrado en toda la zona ningún otro mineral índice de mayor temperatura.

El granate es relativamente abundante. Forma grandes fenoblastos, que a veces tienen numerosas inclusiones y que frecuentemente están alterados -hasta el punto de ser sustituidos parcialmente por una materia parda isotropa o incluso desaparecer-, tal vez debido esto último a lixiviación por emanaciones graníticas postumas. A pesar de ello, todavía conserva inclusiones de cuarzo, biotita, clorita, etc., posibles testigos de sus reacciones de formación. Otras aparentes inclusiones (p.ej., apatito, anfibol...) se deben a sustitución o alteración neumatolítica (fig. 39).

Fig./ 38



Micasita clorítica con andalucita (cerro de Marcofán, al S. de las minas): la andalucita forma un fenoblasto (izqda) con numerosas inclusiones; clorita forma agregados (color oscuro, parte dcha. e inf. izqda.); la matriz se compone principalmente de muscovita; la esquistosidad ha desaparecido por sericitización. (x 35, N. X).

Fig./ 39



Fenoblasto de granate (la misma roca que en (fig. 36), cortado -y en parte sustituido- por una vetilla de apatito. Matriz muscovítica (o sericitica). (x 32, N. //).

Su cristalización es post-tectónica, puesto que deforma la esquistosidad al crecer, pero no por ello deja de estar afectado, como los demás minerales, por esfuerzos post-cristalinos.

En cuanto a su composición, se trata probablemente de variedades ricas en manganeso, -es decir, con elevada proporción de espessartina-, que pueden formarse a T y P más bajas (HARKER, 1.970, p. 54-56 ; - WINKLER, 1.967, p. 66-67), puesto que no se forma grosularia/andradita - hasta el comienzo de la facies de las corneanas hornbléndicas y no hay - ningún indicio que permita afirmar que se ha alcanzado esta facies, sino que más bien cabe suponer lo contrario (p. ej. la clorita permanece estable).

La turmalina forma cristallillos aciculares oscuros, visibles ya a simple vista; con el microscopio puede apreciarse que su tamaño varía en general de fino a medio; son siempre idiomórficos, aunque a veces fracturados por esfuerzos tectónicos posteriores (como en fig. 77). No es - raro que éstos cristales estén zonados, alternando partes de color verde-azulado, oscuras, con otras de color pardo-amarillento, más claras; ambas pueden disponerse indistintamente en el núcleo o en la periferia y quedan a veces delimitadas por inclusiones de cristallillos opacos (como en la - fig. 26).

En algunos casos puede tratarse de granos detríticos recristalizados, pero la inmensa mayoría son posteriores, de origen pneumatolítico, como lo indica la existencia de numerosas inclusiones - sobre todo cristallillos alargados de ilmenita- paralelas, que se continúan en fila atravesando varios granos distintos de turmalina, los cuales, a su vez, están - también alineados según la misma dirección (fig. 40); dada la fuerza de - cristalización elevada de la turmalina, sería de esperar, si su cristalización fuese debida al metamorfismo regional, que hubiese deformado estas - alineaciones; por el contrario, esta coincidencia entre ambos minerales - parece indicar, o bien un origen común - deposición de los opacos por efecto de las emanaciones pneumatolíticas- o bien que los opacos son residuales - afectados ya por el metamorfismo regional y orientados según la esquistosidad- y que la turmalina ha sustituido los demás minerales de la roca - - inicial; tal vez la explicación fuese la precipitación del Ti contenido en la biotita, al ser disuelta ésta por las emanaciones pneumatolíticas que depositaron la turmalina, lo que estaría de acuerdo con la presencia de estos cristallillos de ilmenita sólo en determinadas bandas.

Fig./ 40



Roca de turmalina y cuarzo (contacto SSE. del granito); diminutas inclusiones de minerales opacos, alineadas en hileras que atraviesan diferentes granos de turmalina - (x 36, N. //).

Otras inclusiones son de cuarzo, mica blanca, etc. El primero figura frecuentemente entre los productos procedentes de la sustitución - por turmalina de silicatos más ácidos (HARKER, 1.970, p. 199) y ya se ha mencionado la formación, en casos extremos, de rocas bandeadas de cuarzo - y turmalina.

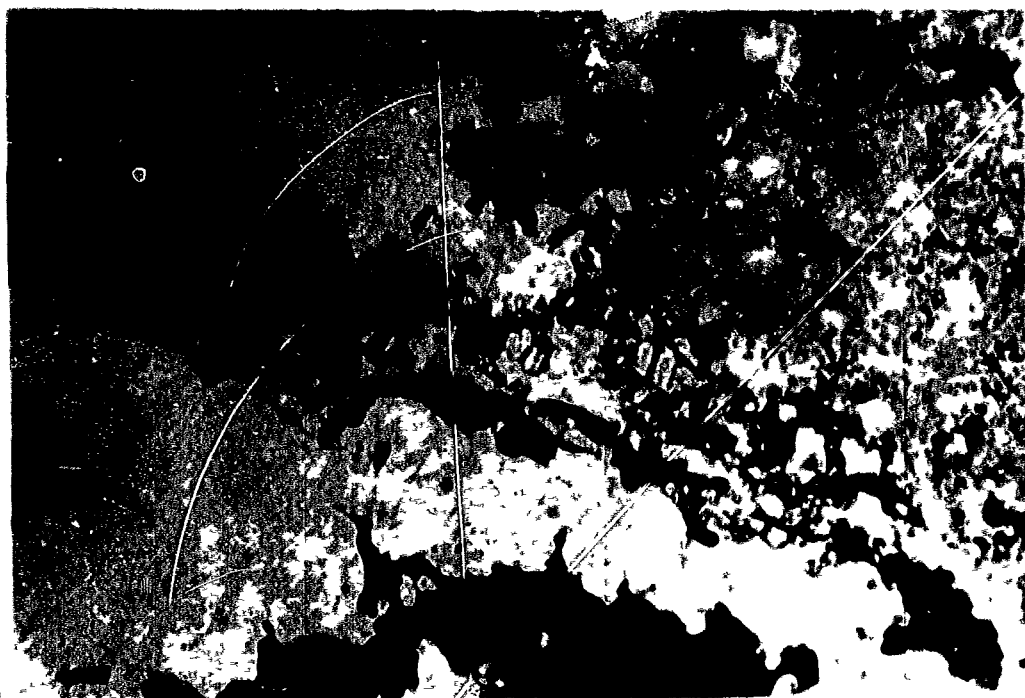
La turmalina aparece también como relleno de filones (II.3.b. 3) y vetillas.

El apatito es también bastante más abundante que en las rocas de metamorfismo regional y se presenta en cristales cuyo tamaño varía de - fino a medio.

Su origen es neumatolítico; en efecto, puede verse a veces - - rellenando vetillas (fig. 41), que han servido de vías de entrada e incluso llega a sustituir parcialmente cristales anteriores, como biotita y - - granate (fig. 39).

Los cristales pueden mostrar inclusiones (mica blanca, opacos, etc.) y aparecen frecuentemente fracturadas.

Fig./ 41



Micacita de la aureola de contacto del granito (Carretera de Beaxis a Bruña, Km. 15). La roca está atravesada por numerosas vetas, rellenas de material granítico, lo que ha facilitado las acciones de contacto. En la foto: vetilla de cuarzo y apatito, vitrificación de la roca -- (arriba a la derecha) y transformación biotita-olerita -- (abajo). (x 44, N. //).

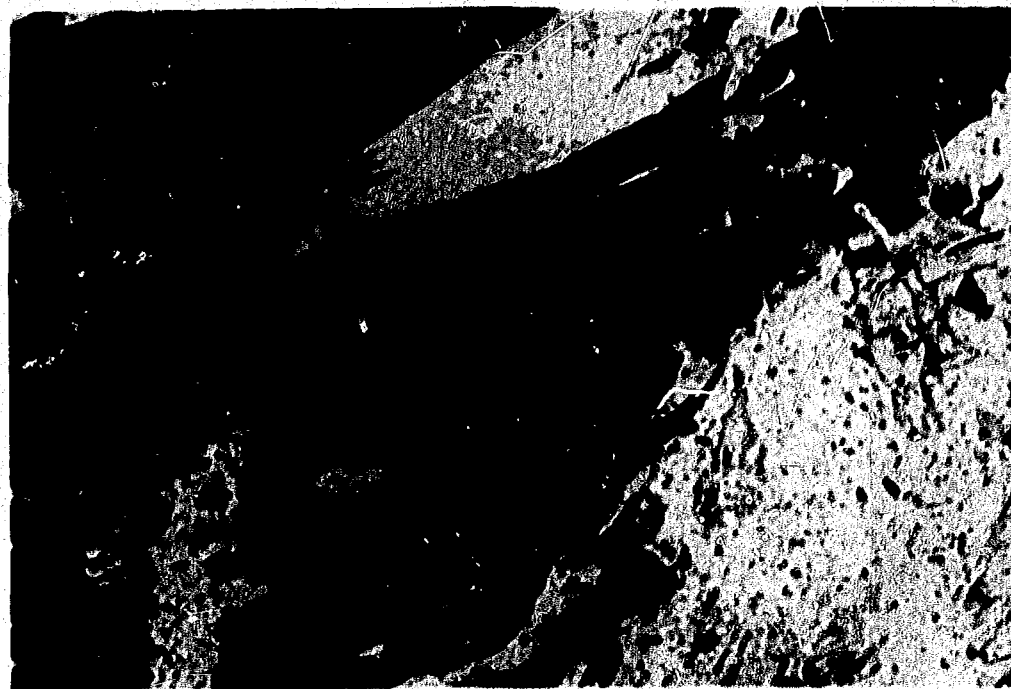
Entre los accesorios, hay que destacar los minerales opacos, -- (junto con sus productos secundarios) y las impregnaciones. Los opacos más frecuentes son los cristallillos aciculares de ilmenita --determinados con -- microsonda--, ya mencionados y cuyo origen no siempre está claro, puesto que no sólo podría ser detrítico, sino también metamórfico; pero en ciertos casos --igual que pasaba en II.3.a.1 (v. su parte final)-- parece haber ilmenita pneumatolítica, por su aspecto microscópico: grandes cristales aciculares, ahora más o menos alterados (figs. 42 y 43), granos con bordes muy -- irregulares e interpenetrados con los minerales vecinos y encerrando numerosas inclusiones diminutas de cuarzo, micas, etc. (como los ya vistos en las figs. 28 y 29); otras veces parece tratarse más bien de un agregado de -- pequeños granos que de un cristal único. Las observaciones microscópicas no son, en este caso, definitivas, pero hacen sospechar la existencia de una -- generación de ilmenita posterior al metamorfismo propiamente dicho.

Fig./42



Acción de contacto de un filón de cuarzo en micaoitas - (muestra 10 de II.3.o.2, unos 500 m. al SE. de Picos Blancos). Formación de ilmenita a costa de biotita. Vitrificación parcial (partes oscuras). Sericitización de la matriz. Posterior lixiviación de la ilmenita, sustitución de la misma por esfena, leucoxeno, etc. (v. fig. 43); la biotita se altera a clorita. Efectos tectónicos manifiestos: deformación y fractura de cristales aciculares de ilmenita, agregados cataclásticos, angulosos, de cuarzo. (x 47, N. //).

Fig./ 43



Detalle de la fig. anterior: lixiviación y sustitución de ilmenita. (x 140, N. //).

Los cristales -en general, tabulares o alargados- de ilmenita se suelen orientar paralelamente a la esquistosidad, a_1 ; pero aun así aparecen muchas veces fracturados transversalmente y desplazados paralelamente a su longitud, dando prueba de la actuación de esfuerzos de tensión post-cristalinos. Aparecen a veces, como en casos anteriores, sustituidos, parcial o totalmente, por rutilo, esfena, leucoseno, etc. (figs. 42 y 43).

En ocasiones aparecen también sulfuros.

Unos y otros pueden dar lugar, por alteración, a óxidos descoloridos que impregnan la roca, dándole un color pardusco.

Entre las impregnaciones puede contarse también la esfena.

Conclusiones.

Hemos visto que los minerales más típicos de las rocas sometidas a metamorfismo térmico por efecto de la intrusión son, muscovita, -biotita y clorita, a los que se unen a veces, en las zonas más próximas - al granito, andalucita y granate. Al metamorfismo puramente térmico se une el efecto metasomático de las emanaciones graníticas; los cambios - producidos en la mineralogía pueden ser, a veces, retrógrados.

De la paragénesis expuesta se deduce que se trata de un metamorfismo de contacto poco intenso -de facies "corneanas de albita y epidotita" (WINKLER, 1.967), o bien, según la clasificación propuesta en 1.970 por el mismo autor, de bajo grado ("Low-Stage-Metamorphism")-, como el regional. Su temperatura máxima, indicada por la aparición de andalucita, estaría comprendida entre 450 y 500° C. (WINKLER, 1.967, fig. 16, p. 73).

Esto indica que la intrusión debe haber sido relativamente -fría; aun admitiendo que hubiera tenido lugar a muy poca profundidad, no resulta fácil explicar un metamorfismo de contacto tan débil, si no es suponiendo que la masa estaba ya relativamente solidificada en el momento de su emplazamiento, es decir, suponiéndola formada por una aglomeración de -cristales incluidos en un medio viscoso, que es el que permitiría el movimiento del conjunto. En efecto, según ha calculado WINKLER (1.967, p. 81 a 83), incluso para una intrusión granítica superficial (a 1,2 Km. de -profundidad), sería de esperar un metamorfismo de contacto de facies corneanas hornbléndicas en la zona inmediata a la roca ígnea.

Esta suposición de una masa intrusiva plástica, parcialmente

solidificada está de acuerdo con los resultados experimentales obtenidos por RANDBERG, Universidad de Uppsala, en sus "Estudios de modelos en relación con la intrusión de cuerpos plutónicos" (NEALL y RAST, 1.970, p. 261 a 286), de cuyas conclusiones reproducimos el párrafo siguiente (p. 285):

"... The experimental results strongly suggest that large domes and batholiths did not rise as magmas chiefly consisting of a liquid portion. The shape of such plutons indicates a moderate viscosity contrast between the rising body and the surrounding such as can be expected between crystalline rocks of unlike composition. Even obsidian glass would be too fluid relative to the surrounding crystalline rocks to explain the bulky shape of many acidic plutons".

Es decir: " Los resultados experimentales hacen suponer que los grandes domos y batolitos no ascendieron como magmas consistentes principalmente en una porción líquida. La forma de tales plutones indica un moderado contraste de viscosidad entre el cuerpo ascendente y el entorno, tal como el que se puede esperar entre rocas cristalinas de composición diferente. Incluso el vidrio de obsidiana sería demasiado fluido en relación con las rocas cristalinas circundantes para explicar la forma abultada de muchos plutones ácidos. "

AUBERT (1.967, p. 222 - 225) expone una interpretación semejante para granitos estanníferos del Macizo Central francés.

2) Otras rocas: filones y diques. Procesos relacionados.

Son los ya mencionados filones de cuarzo, t.ªmlina, etc. y los diques ígneos (aplíticos y micrograníticos, sobre todo).

Todos ellos pueden haber contribuido en mayor o menor medida al metasomatismo frecuente de las rocas del contacto y, como ya se ha dicho al describir la geología de la zona (II.1.e), son muy abundantes a lo largo de todo el contacto.

Su petrografía se ha expuesto ya anteriormente (II.3.b.3).

Como también allí se ha visto, en los esquistos en contacto con la apófisis granítica situada al S. de Beariz son abundantes estas manifestaciones y aun prescindiendo de los filones de cuarzo con arsenopirita- es fácil encontrar granos de sulfuros dispersos en las rocas graníticas próximas. Lo mismo ocurre en la zona situada al lado del contacto

SE. del granito, cuya fracturación es bastante intensa, lo cual permite, en primer lugar, la formación de una serie de prolongaciones digitadas, insipientes, de la intrusión en los esquitos y, en segundo lugar, la extensión de los filones de cuarzo y turmalinas hasta partes más alejadas del contacto; en éstas se han tomado muestras, con la intención de investigar petrográficamente las posibles relaciones de la tectónica -fracturación- con el metamorfismo y/o la mineralización.

En la fig. 13 se ha marcado de puntos la prolongación de una serie de fracturas alineadas que, según la fotografía aérea, podrían -- corresponder a fracturas mayores. Con las muestras 6 a 10 se intentaba -- observar la posible existencia de alteraciones neumatolítico-hidrotermales o de impregnaciones --de minerales de origen ígneo-- en las rocas de metamorfismo regional; como es sabido, dichas manifestaciones alcanzan -- mucha mayor difusión que el simple relleno de filones y, en caso de existir, podrían ser de utilidad para la localización de eventuales mineralizaciones ocultas y de los canales de aporte utilizados por las disoluciones mineralizadoras. El mismo fin se perseguía con la toma de las muestras 1 a 5 en la zona situada al S. del contacto (fig. 14). Para la localización de las muestras, v. dichas figs.

Los resultados figuran en el cuadro siguiente, en el que para cada muestra se mencionan sólo "Observaciones"-- las diferencias con las rocas típicas del metamorfismo regional, atribuibles a una posible influencia de emanaciones graníticas :

C U A D R O I V

<u>Muestra</u>	<u>Observaciones</u>
1	lixiviación biotita clorita hidrotermal en fracturas t
2	filones cuarzo y turmalina.
3	t, g, D. clorita hidrotermal; casiterita (??) mineral (secundario ?) no identificado (1).
4 y 5	v. abajo
6	ilmenita (neumatolítica ?) t
7	t
8 y 9	t, D
10	ilmenita (neumatolítica?) parcialmente lixiviada y sustituida (figs. 42 y 43) t

g = granate diseminado

t = turmalina (escasa, poco significativa) diseminada

D = desorganización de la textura por sericitización o por crecimiento - de nuevos cristales en direcciones arbitrarias.

Las muestras 4 y 5, en las que aparecen granate, turmalina, apatito y topacio (?), podrían considerarse, en todo caso, más bien en - relación con las minas de Cardelle, que directamente con el contacto granítico mencionado; dichas minas están relativamente próximas (v. pl. geológico, extremo SE.).

Los resultados hacen suponer que las transformaciones mineralógicas debidas al contacto o a las emanaciones graníticas fueron facilitadas por la fracturación, pero por desgracia no dan ningún indicio claro de mineralización; es decir, no hay "Erzindikatoren" (indicadores de mena, en el sentido de TISCHENDORF, 1.968) cuyo significado resulte indiscutible.

(1) mineral X (v. nota al final de II.3.e).

II.3.d) Petrografía de las zonas mineralizadas por el granito de Bearig.

En estas zonas se producen todos los fenómenos de contacto ya estudiados hasta ahora, pero con mayor abundancia de acciones neumatolítico-hidrotermales. Los filones y diques son también muy numerosos, pero en ellos ya no nos detendremos, porque no difieren de los vistos anteriormente; en cuanto a los filones mineralizados, se describirán más adelante (Metalogenia).

En lo que sigue, nos limitaremos a exponer los cambios sufridos por las rocas de estas zonas, o lo que es lo mismo, las diferencias observadas en comparación con las rocas normales del metamorfismo regional; dichos cambios son atribuibles, en general, a los mismos procesos que han causado la mineralización.

Nos basamos en el estudio petrográfico de una serie de muestras tomadas en las labores de los principales grupos de minas -Nagros y Harcofán-, preferentemente en rocas de caja de los filones estanníferos, pero también en zonas alejadas de los mismos. (En cuanto a las otras zonas mineralizadas, v. II.3.e).

Los principales procesos observados son los siguientes:

-Procesos metamórficos (1):

 Turmalinización

 Silicificación

 Muscovitización, sericitización, etc. (sustituciones metamórficas por micas blancas) (2)

 Cloritización (2)

 Caolinización, etc.

 Diseminaciones de apatito (a veces abundante), granate, ilmenita (frecuentemente transformada en anatasa, rutilo, etc.), sulfuros, minerales X (3).

(1) Todos los minerales producidos por estos procesos -excepto granate-, se presentan también rellenando fracturas o grieteoillas.

(2) Estos procesos vienen acompañados por lixiviación de biotita, que se decolora y va desapareciendo progresivamente.

(3) v. nota al final de II.3.e.

-Relleno de fisuras por albita y feldespato potásico.

-Cambios en la textura:

Desorden -hasta destrucción- de la esquistosidad- por reducción del tamaño de grano (p. ej. sericitización) o por crecimiento de cristales orientados al azar.

Noteado (incluso formación de pizarras mosqueadas).

Vitrificación

La descripción petrográfica de estos procesos se ha hecho ya anteriormente; es de notar que también aquí aparecen procesos de carácter retrógrado: transformación de biotita en clorita, moteado, vitrificación, caolinización -que afecta frecuentemente a los feldespatos-, alteraciones de la ilmenita... En cuanto a ésta última, si bien es cierto que en principio puede tener diversos orígenes -detritico, metamórfico, neumatolítico-metasonático-, el hecho de su mayor abundancia y tamaño en las zonas mineralizadas (y en otras: v. II.3.c.2 y las I y II mencionadas en II.3. e.) lleva a suponer que en tales zonas se ha formado gracias a la acción de emanaciones procedentes de la intrusión; esta suposición está de acuerdo con las observaciones hechas en las rocas del contacto (II.3.c.1) y -permite explicar fácilmente las sustituciones de ilmenita por anatasa, -rutilo, etc. por los cambios físico-químicos de dichas emanaciones, que, como se sabe, sufren una evolución continua al enfriarse la intrusión, -de modo que los minerales formados en un principio (p. ej. a altas temperaturas) puedan ser disueltos posteriormente, depositándose en su lugar otros estables en las nuevas condiciones termodinámicas (p. ej. a más -bajas temperaturas). Las micas blancas son muscovita en la mayoría de -los casos, pero a veces muestran colores de birrefringencia anormalmente bajos, lo que hace sospechar que entre los fenómenos neumatolíticos ha -habido transformaciones en hidromuscovita, lepidolita...; la presencia -de micas litíferas se ha constatado por difracción de rayos X en los filones mineralizados.

Resumiendo, consideramos como características principales -de las rocas de las zonas mineralizadas alrededor de la intrusión, frente a las demás rocas del contacto de la misma, aparte de una turmalinización y alteración de la biotita más intensa, la mayor abundancia de apatito y granate. En algunos casos parece típica, además, la aparición de micas -litíferas, cosa que no puede asegurarse, contando únicamente con un estudio microscópico.

II.3.e) Otras zonas de interés por su petrografía.

Se describen según los mismos criterios que las zonas mineralizadas situadas alrededor del stock granítico (II.3.d).

a) Zonas mineralizadas alejadas del stock granítico. En éstas, que son zonas con explotaciones mineras antiguas, se han observado los siguientes procesos:

-Mina de Amarante (esquina SE. del pl. geol.): turmalinización, disseminaciones de apatito, topacio (?) y granate; vetillas de feldespato potásico.

-Mina de Villariño (situada al NW del pueblo, v. pl. geol.): silicificación, sericitización y decoloración de biotita, turmalinización, formación de granate; destrucción de la esquistosidad y vitrificación parcial.

b) Zonas no directamente relacionadas con explotaciones mineras ni con el granito de Beariz:

-Zona I (situada al E de Villariño, v. figs. 27 y 29): aparecen disseminaciones de turmalina, apatito, minerales de titanio, granate, casiterita (?) y mineral X (1); además, vetillas rellenas de feldespato potásico.:

-Zona II (situada al N. de Douza): disseminaciones frecuentes de apatito y turmalina -ésta puede llegar a ser abundante- y las demás - de la Zona I; lixiviación de fenoblastos de feldespato y de ilmenita; - - además aparece casiterita detrítica en el cauce del Arroyo de Avia, cristales de ilmenita relativamente grandes en los esquistos y la esquistosidad de éstos, desordenada o semidestruida. (v. figs. 26 y 28).

Sobre estas zonas, de las que ya se ha hablado anteriormente (II.3.a.1), se volverá más adelante (III.5). Para localizarlas, v. fig. 80.

(1) Hemos designado como mineral X un mineral no identificado, aparentemente secundario y descendente, que se presenta en pequeñas cantidades y ya ha sido mencionado anteriormente (II.3.a.1, último párrafo; cuadro IV, II.3.c.2; II.3.d.). Suele rellenar fracturas o huecos y se caracteriza - por su color amarillo pardusco y su elevado relieve y por ser isótropo.

II.4) Tectónica.

De los rasgos generales de la Tectónica que afecta a la zona de Beariz se ha hablado ya anteriormente (v. al respecto II.1.o y figs. correspondientes; también II.3.a.2, acerca de las cuarcitas); evitamos, por tanto, repeticiones innecesarias.

II.4.a.) Introducción.

Desde el punto de vista tectónico basta con distinguir tres tipos de rocas en la zona de Beariz: esquistos, cuarcitas y granito -- (los filones se estudiarán como caso particular). Los esquistos proporcionan abundantes datos para la geología estructural gracias a la esquistosidad, lineaciones y fracturación, mientras que de las cuarcitas sólo las lineaciones han sido utilizables, puesto que la estratificación se adapta a la dirección de la esquistosidad ("Transposición", v. II.1.o. y también II.3.a.2 y figs. 18 y 19), reduciéndose considerablemente el número de medidas útiles al disminuir la homogeneidad (TURNER y WEISS, 1.963, fig. 5-15 y p. 185). Del granito se ha utilizado fundamentalmente la fracturación.

Es indispensable, antes de comenzar todo estudio estructural, el probar que el dominio estudiado es homogéneo o bien, en caso contrario, el dividirlo en dominios parciales homogéneos (TURNER y WEISS, p. 147 ss.). La esquistosidad tiene continuamente un rumbo NNW - SSE - a NW - SE; los buzamientos pueden variar, manteniéndose generalmente entre los límites 25 a 70 W, pero estas variaciones son aleatorias y no permiten distinguir zonas parciales de orientaciones constantes; lo mismo sucede con las lineaciones (direcciones N-S a NNW-SSE, aproximadamente horizontales). Por tanto puede concluirse que el dominio estudiado es homogéneo con respecto a la esquistosidad y lineaciones, pero no -- según se ha visto más arriba -- con respecto a la estratificación.

A escala regional podría considerarse la zona de Beariz como un dominio parcial, homogéneo a grandes rasgos, encajado en estructuras hercinianas heterogéneas de orden mayor.

El método seguido en esta investigación consiste en la representación de las medidas de campo en diagramas por medio de la falilla de Schmidt, su análisis estadístico y geométrico y finalmente su interpretación cinemática, con la ayuda de los diagramas rosa; éstos se han construido para representar la fracturación en esquistos y granito, a partir de la foto aérea, mientras que en las zonas de mina se han

medido la fracturación y los filones in situ, por lo que ha sido posible en este caso hacer representaciones tridimensionales.

II.4.b) Geología estructural de la zona de Bearis.

1.) Esquistosidad y lineaciones: Geometría.

En los diagramas 4 y 5 se han representado 325 polos de -planos de esquistosidad en micaositas y esquistos y 63 lineaciones - - -observables a escala mesoscópica- en cuarzositas y esquistos, respectivamente.

Se ha elegido el plano de esquistosidad -máxima frecuencia N 18 W, 35 W- como plano ab, haciendo coincidir el eje b con la orientación -N 18 W, horizontal- de máxima frecuencia del diagrama de las lineaciones (diagr. 5); el eje a -N 72 E, 34 W- queda ya automáticamente -definido como perpendicular al primero en el plano ab y el eje c -N 72 E, 56 E-, como polo de este plano (es decir, el máximo del diagr. 4).

El eje de la única estructura plegada que puede observarse en la zona -el anticlinal de cuarzositas situado al N. de Bouza-, coincide también, a grandes rasgos, con el eje b, que, al fin y al cabo, es también la orientación general o rumbo de la esquistosidad en esta región. Por lo tanto, puede suponerse b=B, aproximadamente (TURNER y WEISS, 1.963, p. 83 ss. y 154 ss).

La dirección a coincide con la que puede suponerse como -dirección más frecuente de movimiento (WILSON, 1.961, p. 434).

El diagrama 4 muestra un plano de simetría P_1 ; N 76 E, 84 N- y un eje de simetría binario β_1 ; N 14 W, 6 S- perpendicular al primero; la simetría del diagrama es, por tanto, monoclinica (C_{2h} en la terminología de Schoenflies).

El plano de simetría P_1 , que es casi vertical -fuerte buzamiento hacia el N-, es el principal plano de dispersión de los polos -de esquistosidad, cuyos planos tienen una disposición "en abanico" alrededor de β_1 , que es casi horizontal. Existe también otra dispersión de menor categoría a lo largo de otro círculo máximo -el plano P_2 ; N 2 W, 57 E-, es decir, alrededor de un eje β_2 coincidente con el polo de dicho plano. Este eje -N 88 E, 33 W- tiene la particularidad de ser - - aproximadamente perpendicular al eje β_1 definido anteriormente y también, aunque menos, al eje B. En adelante, denominaremos las estructuras y las deformaciones de eje B o β_1 como "Tipo I" y las de eje β_2 como - - "Tipo II". Esta denominación es puramente descriptiva, geométrica y

carece de todo significado dinámico o genético por el momento.

Las lineaciones (diagr. 5) se distribuyen con una simetría axial ($D_{oo h}$) alrededor de un máximo cuya orientación es N 18 W, 0° y que, por definición, coincide con el eje b.

La diferencia entre b y β_1 es bastante pequeña (7°), por lo que puede considerarse $\beta_1 = b$, aproximadamente.

2.) Fracturación: Geometría.

Se han construido los diagramas 1, 2 y 3 para representar la fracturación en esquistos y granito. Los datos se han tomado de la foto aérea (rumbos aproximados: figs. 12, 13 y 14), por lo que la representación -bidimensional- es sólo posible en diagramas rosa. Se ha representado primero la fracturación por separado para cada tipo de roca (diagr. 1 y 3) y finalmente para todas las rocas en conjunto (diagr. 2).

Los tres diagramas dan los mismos resultados, los cuales se desarrollan aquí sobre el diagr. 3 por ser el más claro. Las fracturas pueden agruparse en dos sistemas, cada uno de los cuales consta de tres grupos dispuestos en forma simétrica, es decir: un grupo central y dos laterales formando un ángulo de 20 a 35° con el central, de manera que éste es la bisectriz del ángulo formado por los otros dos. Así pues, el sistema principal tiene un grupo central, F_1 , de orientación N 75 E y dos laterales, F_2 y F_3 , cuyos rumbos -N 39 E y N 75 W- difieren aproximadamente 35° del central, mientras que en el segundo sistema, menos importante, los rumbos son N 15 W (F_4), N 15 E (F_5) y N 39 W (F_6). Puede verse también que dentro de cada serie no todos los grupos tienen la misma importancia; así, por ejemplo, F_2 es indudablemente más importante que F_3 .

Puesto que sólo se han podido medir y representar las orientaciones en dos dimensiones (rumbos), es preciso interpretar los resultados con cautela, por carecer de una representación espacial completa.

3.) Interpretación.

La simetría de la estructura de una tectonita refleja la de los movimientos o deformaciones que la han originado (TURNER y WHEISS, -1.963, p. 363), pero no da ninguna información directa sobre la distribución y naturaleza de los esfuerzos que han causado estas deformaciones, - Una interpretación rigurosa ha de limitarse, por tanto, a la cinemática, en el actual estado de conocimiento de la geología estructural.

Sin embargo, en nuestro caso sería de indudable interés - económico el llegar a conocer la distribución original de los esfuerzos, dada su relación con la fracturación y, por tanto, con la mineralización, que es filoniana. Debido a ello se ha elaborado un modelo teórico incluyendo una interpretación dinámica, que se propone como explicación - de los hechos observados.

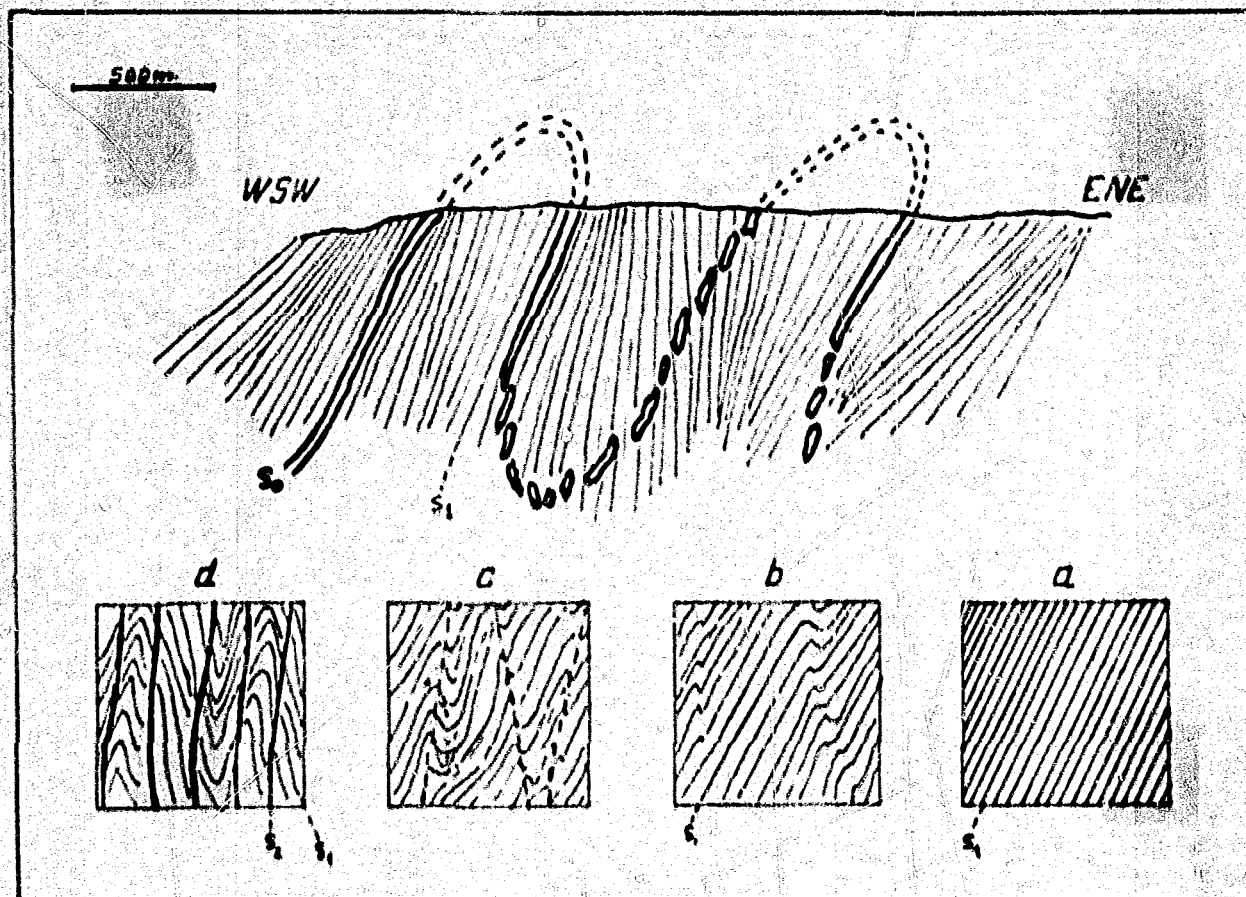
La representación dinámica ha de considerarse, por tanto, - solamente como una hipótesis de trabajo.

Como se ha visto, el diagrama 4 muestra que la esquistosidad está afectada por dos dispersiones, de ejes $\beta_1 = D$ (aproximadamente), - la más importante y β_2 , la menos manifiesta, que corresponde a otras - tantas deformaciones que serán analizadas a continuación.

Primera deformación de la esquistosidad (Tipo I).

Suponemos como punto de partida los sedimentos plegados según un eje B y sometidos a metamorfismo, lo que ha dado lugar a una esquistosidad de plano axial, S_1 ("axial plane cleavage", HILLS, 1.972, p. 314 ; WILSON, 1.961, p. 459).

Según se deduce del diagrama 4, la esquistosidad se despliega "en abanico" (fig. 44) alrededor de un eje β_1 , de modo que los poles se dispersan según un círculo máximo, P_1 , pero sin alejarse considerablemente del máximo c. Esta dispersión puede ser en parte original -no es raro - que el orógeno de un sistema plegado por una sola fase muestre una disposición en abanico (TURNER y WEISS, 1.963, fig. 12.3, p. 456 c.)- y en parte impuesta posteriormente por una deformación homoaxial con respecto al - primer plegamiento; esta nueva deformación se manifiesta por un fino repliegue de s_1 que, a veces unido a un sistema de microfracturas subparalelas, - puede llegar a producir un arrugamiento de la esquistosidad según apretados plieguecillos o incluso micropliegues (figu. 22 y 23). Es decir que a la esquistosidad normal o de plano axial puede superponerse un orógeno de - fractura, pudiendo llegar a aparecer " strain-slip cleavage" (Estos términos se precisarán un poco más adelante); la transición entre estos tipos viene indicada en la fig. 44 por la serie a, b, c, d.



Fig/ 44

Corte esquemático idealizado, en dirección ac , a través de las rocas metamórficas de la zona de Bearis;

s_0 = superficie de estratificación, puesta de manifiesto por lecho más competente: cuarzoitas; obsérvese la transposición de s_0 para adaptarse a s_1 .

s_1 = esquistosidad (el rayado representa su buzamiento, que es variable).

a, b, c, d : diversos aspectos de la esquistosidad al microscopio (corte según el plano ac).

s_2 = cruceiro superpuesto sobre s_1 .

En esta figura se representan esquemáticamente las variaciones de la esquistosidad en la zona a grandes rasgos, así como su aspecto al microscopio. Es de notar que -frente a lo que el dibujo - pueda hacer suponer- no hay dominios parciales en los que la esquistosidad permanezca con orientación completamente constante, sino que la variación es bastante aleatoria; algo parecido sucede con los tipos de esquistosidad que se han representado con detalle en los cuadros a, b, c y d de dicha figura: los más frecuentes son los de tipo a y b, pero no puede establecerse en la región estudiada un gradiente general que conduzca a la aparición generalizada de los tipos c y d, sino que éstos se encuentran en diversos lugares, sin que pueda predecirse su aparición, hecho que es lógico, si se tiene en cuenta la diversidad de factores que influyen en su formación. Es interesante, - sin embargo, intentar una interpretación que permita explicar los - - diversos tipos de esquistosidad encontrados: esto puede hacerse suponiendo un desarrollo continuo a partir de la esquistosidad normal s_1 (cuadro a), para pasar sucesivamente a los tipos b, c y d, con intensidad creciente, de modo que en casos extremos el crucero s_2 , impuesto sobre s_1 , llega a parecerse a una nueva esquistosidad por ser localmente penetrativo; naturalmente, no aparecen en todas las zonas estas cuatro etapas.

Se trata, por tanto, de un crucero de fractura (de SITTER, 1.970, p. 96 ss.) o "shear cleavage" (WILSON, 1.961, p. 454), s_2 , - superpuesto a una esquistosidad normal, s_1 ("Slaty cleavage" o "flow cleavage", WILSON, 1.961, p. 459. 462 ss. y 483 ss.), de plano axial; por continuación del cizallamiento a lo largo de estos planos de - - fractura subparalelos pueden llegar a producirse casos extremos de - "strain-slip cleavage" (WILSON, 1.961, p. 480 ss.).

Realmente no puede pensarse que los fenómenos observados obedezcan a una sola causa sencilla, sino que han de tenerse en cuenta los diversos factores que contribuyen a la formación de estas estructuras: compresión, aplanamiento, cizallamiento ("shear"), alargamientos, flujo, etc. Así, por ejemplo, según el último autor citado (p. 489 ss.): "El apizarramiento sugiere, en mi opinión, el flujo laminar de un material viscoso petrificado; la estructura de un esquisto sugiere que el flujo está a punto de transformarse, o se ha transformado ya, en turbulento. Las superficies de esquistosidad principales son todavía -

prominentes, pero ya no son lisas; son irregulares u onduladas en - mayor o menor grado".

El tránsito entre estos dos tipos de superficies de orientación preferente, caracterizado por la formación de ondulaciones y micropliegues en la esquistosidad, se produce, según FOURMANIER - (en WILSON, 1.961, p. 490) precisamente en la epizona, en la cual se encuentran los esquistos de Beariz.

Además, según WILSON (1.961, p. 456) "... si el efecto del plegamiento ha sido alterar la resistencia de las rocas a la deformación, no es improbable que la dirección de mínima presión haya - sido también alterada, por lo que las posiciones de los esfuerzos - principales pueden también haber sido cambiadas, rotando también, - en consecuencia, los planos de cisallamiento máximo en el espacio. Es posible, por tanto, que las zonas de "shear cleavage", "monoclines" o "joint-drags" tengan cualquier posición con respecto al pliegue o - a su plano axial. Teniendo esto en cuenta, se puede considerar la pequeña discrepancia observada entre β y b (diagr. 4) como un efecto normal, sobre todo si se tiene en cuenta la posibilidad de flujo - plástico.

Otro factor que favorece el que la deformación sea por - cisallamiento según un crucero de fractura es el endurecimiento de la roca por la recristalización metamórfica, que impide el plegamiento - normal al dar al material mayor rigidez (WILSON, 1.961, p. 488). En estas fracturas pueden cristalizar nuevos minerales metamórficos, sobre todo micas (Fig. 23~).

Los movimientos según planos de cisallamiento se traducen en giros de los granos, que son a veces observables al microscopio - (figs. 24 a 26), como se ha visto (II.3.a).

Los plieguecillos de la esquistosidad se manifiestan por - la aparición de lineaciones (diagr. 4 y fig. 11), que son las que definen el eje b .

De acuerdo con estos datos, caben dos hipótesis acerca del origen de los tipos de esquistosidad descritos:

1) origen por un sistema de esfuerzos único, el mismo que da lugar al plegamiento de los estratos, e_0 , (WILSON, 1.961, p. 454): una sola fase tectónica con un primer período en el que se forma una

esquistosidad normal o de plano axial, a_1 , y un segundo período en que ésta sufre deformación.

ii) la formación de a_1 y su deformación tiene lugar en dos fases tectónicas -homaxiales- distintas, sin relación mutua - (WILSON, 1.961, p. 457).

La probabilidad de estas dos hipótesis se discutirá - más tarde, teniendo en cuenta los datos que ofrece la fracturación.

En cualquier caso, se originan estructuras de eje B - (aproximadamente N 18 W, horizontal), es decir, estructuras horizontales o subhorizontales de rumbo próximo al N -S. La dirección más frecuente de compresión máxima, σ_1 , correspondería a la del eje o -perpendicular a la esquistosidad, (TURNER y WEISS, 1.963 - p. 524)-, dando lugar posiblemente a un flujo en el plano ab y a deformaciones en la esquistosidad. La dirección de flujo no se conoce con seguridad, puesto que no se han encontrado lineaciones debidas a dicho movimiento, pero la existencia de pliegues a diversas -escalas con las características explicadas, parece indicar que es la del eje a.

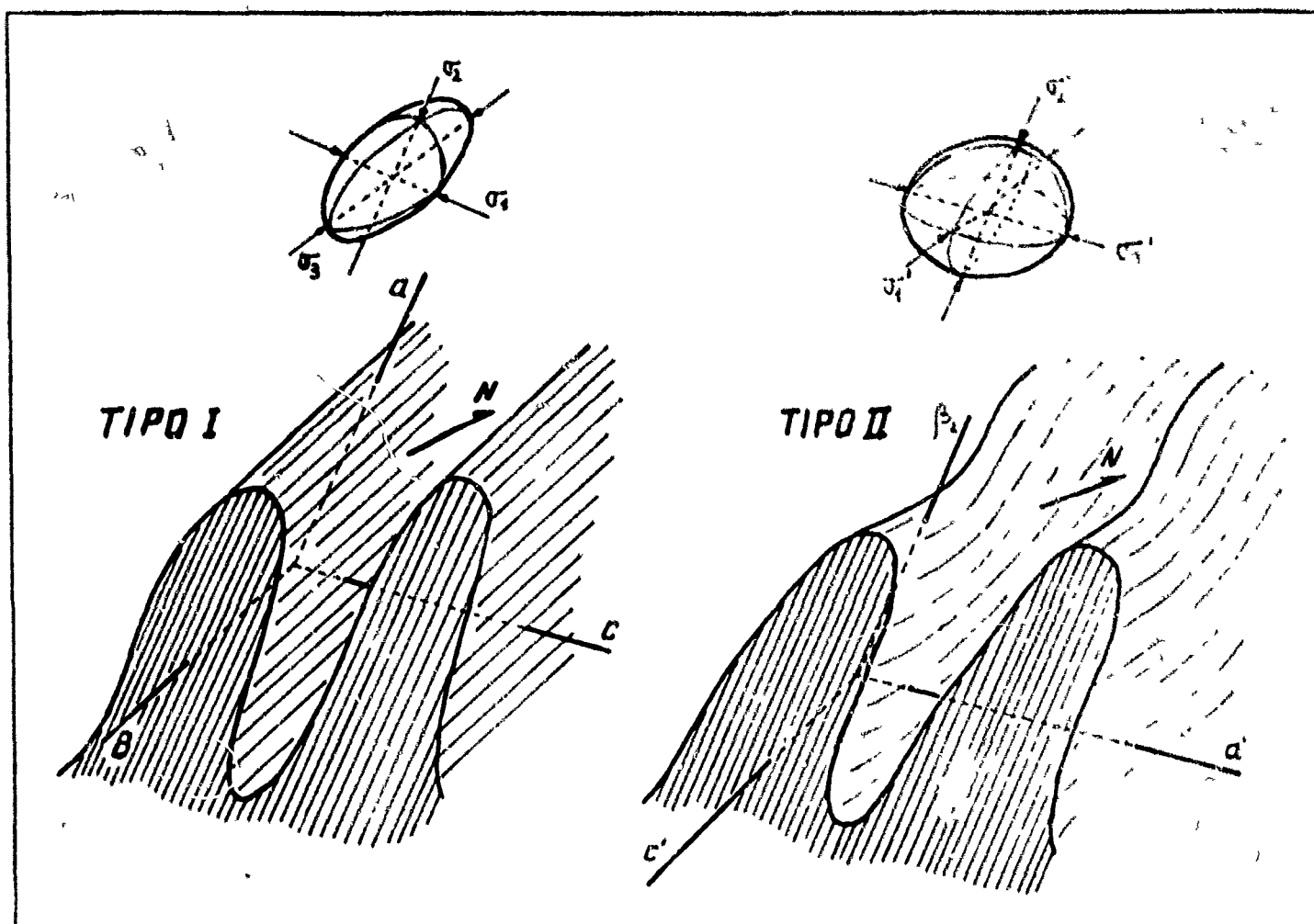
Estos últimos efectos, que curvan la esquistosidad inicial a_1 , disminuyen la simetría del conjunto, de modo que el plano ab deja de ser plano de simetría; el diagrama 4 muestra, por tanto, -aun prescindiendo de la segunda dispersión- simetría monoclinica, -en lugar de la rómbica, que le correspondería si no hubiese habido - más esfuerzos que los de compresión (TURNER y WEISS, 1.963, p. 458). Sin embargo, la simetría del diagrama es bastante próxima a la rómbica, por lo que cabe suponer que de todas formas las fuerzas de compresión han sido esenciales en esta primera deformación de a_1 .

Segunda deformación de la esquistosidad (Tipo II).

En cuanto a la segunda deformación, no puede observarse directamente en el campo, pero su existencia se deduce del diagrama 4 por la dispersión de los polos de esquistosidades según el plano P_2 -N 2 W, 57 -E o, lo que es lo mismo, alrededor de un eje β_2 - -N 88 E, 33 W-, que es el polo de dicho plano y que casi coincide con el eje a primitivo. De todos modos, muestra una intensidad bastante menor que las de Tipo I y en esta zona no ofrece información sobre la

distribución de esfuerzos, aunque cabría suponer que la compresión, en caso de existir, habría tenido una dirección aproximada N-S, dando lugar a estructuras de ejes \sim E-W, pinchando hacia el W., es decir que los ejes a, b y c de esta deformación coincidirían más o menos con los ejes c, a y b de la anterior, respectivamente ("Tectónica B | B'" de SANDER, 1.948). El único efecto claro de esta deformación sobre la esquistosidad es la dispersión de los rumos de la primera, pero no llega a crear otra nueva en la zona de Bearis.

Todo esto podría resumirse en la fig. 45, que expresa - la orientación de la esquistosidad Tipo I -coincidente con el plano AB del elipsoide de deformación - y su deformación en una hipotética fase tectónica posterior de eje $(\gamma_2 \mid B$ (Tipo II), junto con los correspondientes elipsoides de deformación. En cualquier caso -exista esta última fase o no-, la geometría de la estructura resultante es - la representada.



Fig/ 45

Esquema macroscópico idealizado de los tipos de deformaciones que aparecen en la zona de Bearis y posible interpretación dinámica de su origen, expresada por los correspondiente elipsoides de deformación (la orientación de éstos se refiere a las mismas coordenadas que la de los pliegues; posiciones de α , β y c : v. diagrama 4) .

Fracturación.

La fracturación de las rocas de la zona de Bearis -excepto los filones de zonas mineras, II.4.o- se ha representado por medio de diagramas rosa. Es necesario insistir de nuevo (v. II.4.b.2) en el hecho de que los datos en que se basan los diagramas 1, 2 y 3 son sólo aproximados: la intersección, medida en foto aérea, de los planos de fracturación con la superficie del terreno, que no siempre es horizontal; a esta dificultad se une una limitación conatural a los diagramas rosa: la falta de información sobre las pendientes de los planos medidos. Todo ello puede dar lugar a errores de medida no despreciables, lo que obliga a manejar estos datos con especial cautela y a evitar toda conclusión apresurada, basada únicamente en representaciones incompletas. A pesar de todos estos inconvenientes, el empleo de los diagramas rosa está bastante generalizado -p. ej. - HILLS, 1.972, p. 152; de SITTER, 1.970, p. 124 ss.; METZ, 1.963, - fig. 42, p. 80-, debido a su utilidad y veremos que en nuestro caso -permite completar los resultados obtenidos por otros métodos.

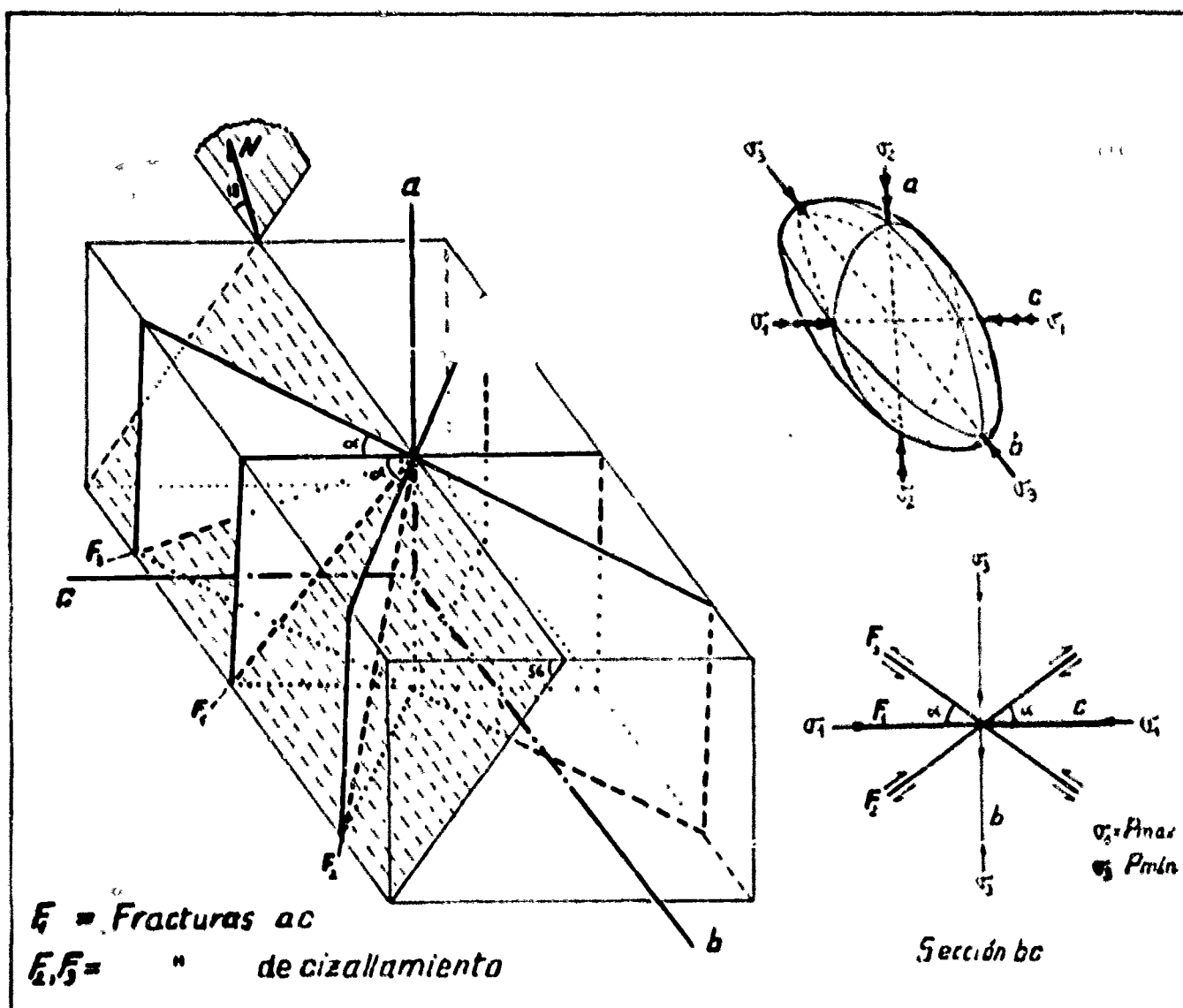
La interpretación que sigue tiene por fin establecer las relaciones entre fracturación y deformaciones -estas últimas consideradas a la luz de la información obtenida de los diagramas estructurales: diagr. 4 y 5-, por un lado y el sistema o sistemas de esfuerzos que las han originado, por otro, partiendo del actual conocimiento de los mecanismos de deformación y fractura de masas rocosas sometidas a esfuerzos mecánicos (WILSON, 1.961, p. 427 ss.; MCKINSTRY, 1.941; HILLS, 1.972, p. 183 ss.; de SITTER, 1.970, p. 120 ss., 132 ss.).

Se ha visto que la fracturación se distribuye según dos -sistemas, cada uno de los cuales consta de tres grupos -dos de ellos dispuestos simétricamente con respecto al otro, que ocupa una posición central-, de modo que a todo grupo le corresponde otro aproximadamente perpendicular en el otro sistema. Uno de los sistemas, cuyo grupo central -F₁, diagr. 3- tiene la dirección N 75 E, predomina sobre el -otro. En el cuadro que sigue, se comparan las direcciones centrales de los dos sistemas con direcciones o (= supuestas direcciones de -compresión) de los diagramas estructurales, partiendo de los dos tipos de deformaciones representados en la fig. 45.

C U A D R O V

	Grupo central (rumbo aprox.)	eje c (rumbo)	
Sistema 1º	N 75 E	N 72 E	Tipo I
Sistema 2º	N 15 W	N 10 W	Tipo II

Como se ve, la coincidencia entre el sistema 1º y el Tipo I es bastante grande. Parece, por tanto, bastante fundado el atribuir el primer sistema de fracturas a los esfuerzos de dirección ENE-WSW., responsables, además, tanto del plegamiento como de la esquistosidad y de todas las deformaciones de eje B o β_1 (éste es el conjunto de esfuerzos al que nos hemos referido al hablar de Tipo I, prescindiendo de su relación temporal, es decir, de que realmente se trate de una sola o de dos fases tectónicas homoxiales). Es sabido -v. autores citados- que un esfuerzo de compresión, actuando sobre una roca sometida a presión litostática, da lugar a un grupo de fracturas de tensión paralelas al plano de esfuerzos o plano de deformación, (WILSON, 1.961, p. 435)- y a dos cortajos de fracturas de cisallamiento, en posición simétrica con respecto al primero y que forman con el plano de esfuerzos un ángulo generalmente menor de 45°. Esta observación permite interpretar el primer sistema de fracturas como efecto de la supuesta compresión ENE-WSW., según muestra el diagrama-bloque de la figura 46.



Fig/ 46

Interpretación dinámica de la fracturación predominante en la zona de Bearis, (sistema principal, II.4.b.2), según un sistema de esfuerzos con compresión máxima en dirección ENE-WSW = c . Las intersecciones de los tres tipos de fracturas representados con el plano horizontal corresponden, a grandes rasgos, a las direcciones F_1 , F_2 y F_3 del diag. 3 (para mayor claridad, se ha girado el bloque hasta poner el eje a en posición vertical, de modo que una sección horizontal aparece ahora inclinada 56° hacia el W; $\alpha < 45^\circ$, aunque en la figura pueda parecer mayor por efecto de la distorsión debida a la perspectiva). orientación de los ejes a, b y c : v. diagrama 4).

Así puede explicarse el hecho de que la mayoría de los filones mineralizados tengan dirección \sim E-W, puesto que es la de las fracturas de tensión, que son las que pueden abrirse y ofrecer espacio suficiente para la mineralización.

En cuanto al segundo sistema de fracturas, cabe interpretarlo asimismo como efecto de la fase tectónica supuesta para la deformación Tipo II en la fig. 45 -aunque la coincidencia entre las fracturas de tensión -algunas de las cuales están mineralizadas o al menos rellenas de cuarzo, etc.- y la supuesta dirección o de esta fase no es tan grande. Otra causa de dichas fracturas podría ser el relajamiento elástico de la compresión, en cuya importancia insiste de SITTER (1.970, p. 135), así como los efectos mecánicos de la intrusión granítica, en las zonas próximas a la misma, (recuérdese la fig. 15).

II.4.c) Geología estructural de las zonas mineralizadas.

Los filones de las principales zonas mineralizadas -- Magres y Marcofán -- se han investigado con especial atención, con el fin de descubrir las posibles relaciones de la mineralización con la tectónica; dichas relaciones existen frecuentemente en los yacimientos filonianos (MCKINSTRY, 1.941) y en el caso de los yacimientos primarios estanníferos están hoy en día ampliamente reconocidas (MOUSSU, 1.962; SAINSBURY y HAMILTON, 1.967; LUGON, 1.968; -- TISCHENDORF, 1.968, 1.969), gracias a la investigación de las mismas en diversos yacimientos o regiones particulares: Cornwall -- (HOSKING, 1.951, 1.964, 1.965, 1.967; GARNETT, 1.961, 1.968), -- Portugal (CONDE y col., 1.971, p. ej. en la mina de Borralha, p. 49 ss.; THADEU, 1.973), Erzgebirge (LEUTWEIN, 1.965, p. 65 ss.; STAMPTON, 1.965, p. 176; SCHUST, 1.968; BAUMANN, 1.970), China (ZEN QUING-FEN y YANG BAI-LIN, 1.966), Africa (Zaire: VARLAMOFF, 1.948, 1.950; -- Ruanda: FRISCH, 1.971), entre otros muchos.

En los diagramas 6 a 9 se han representado los polos de 830 medidas de filones mineralizados y fracturas estériles. En vista de la dificultad de estudiar las figuras resultantes en sus posiciones verdaderas (diagr. a), se ha optado por girarlas hasta llegar a

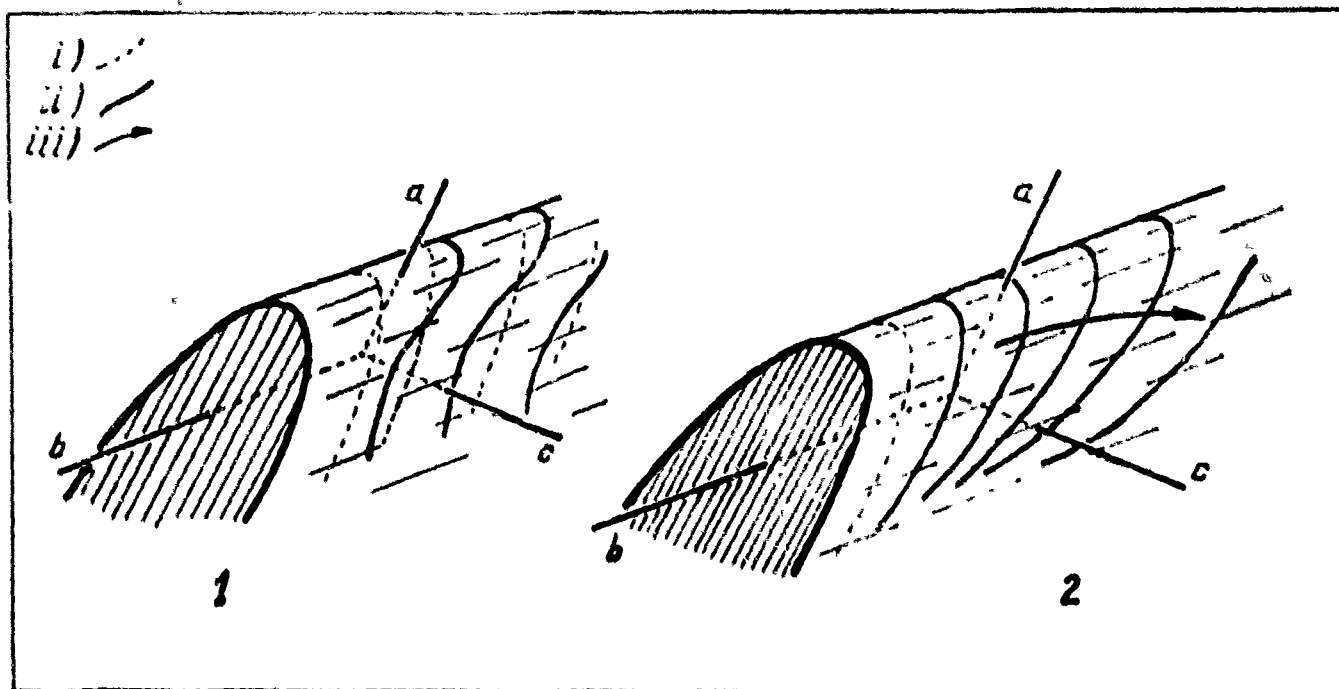
poner cada máximo en el centro del diagrama respectivo (diagr. b), - para poder analizar y comparar su simetría. En cada diagrama se indica el eje y ángulo de giro correspondiente.

El rasgo común a todos los diagramas es la existencia - de unos máximos muy acentuados en posiciones parecidas, aproximadamente N-S, horizontal o subhorizontal (las medidas exactas se encuentran en el cuadro sinóptico de II.4.e y en el diagr. 10). En cuanto a la simetría, los diagramas 6 y 7 (grupo Magros) muestran simetría monoclinica (C_{2h}), con planos de simetría N 3 W, 73 E y N-S, vertical, respectivamente y ejes de simetría perpendiculares a dichos planos -es decir: N 87 E, 17 W y E-W, horizontal, respectivamente-, mientras que los diagramas 8 y 9 (grupo Marcofán) carecen de elementos de simetría (clase C_1 según la terminología de Schoenflies), estrictamente hablando, aunque el diagr. 8 se aproxima algo a una simetría monoclinica -plano de simetría N 6 W, vertical- y el 9, a una axial (eje= máximo).

La primera consecuencia que se deduce de la observación de estos diagramas y de su comparación con los datos obtenidos de los anteriores -diagr. 4 y 5- es la predominancia de las fracturas -es decir, fracturas cuyo polo se sitúa en b- en las zonas mineralizadas. Como ya se sabe, no es la orientación característica de las fracturas de tensión, por lo que cabe suponer que los esfuerzos predominantes en las zonas mineras han sido los de tensión de la tectónica principal (del tipo que hemos denominado Tipo I, fig. 45). La frecuencia relativa de las fracturas de tensión - en las otras zonas (no mineralizadas) es mucho menor (comp. diagramas rosa).

En cuanto a las deformaciones posteriores a la formación de las fracturas, en el diagr. 6 se observa una dispersión - a lo largo del plano de simetría, P_3 (N 3 W, 73 E) o, lo que es lo mismo, alrededor del eje β_3 - N 87 E, 17 W; estos elementos de simetría, P_3 y β_3 , están muy próximos de los equivalentes, - P_2 y β_2 , del diagr. 4, como puede verse en el diagr. 10, lo que - hace sospechar una relación entre las deformaciones del grupo de filones mineralizados de Magros y las que hemos denominado de Tipo II. Estas deformaciones serán, por tanto, posteriores a dicha -

mineralización, puesto que afectan a filones ya mineralizados, pero - no se manifiestan -o, en todo caso, no pasan de esbozarse- en los demás grupos de filones; en éstos predomina, por el contrario, una dispersión en espiral alrededor del máximo (\approx eje B de la tectónica principal), que se ha indicado en los diagramas (girados) correspondientes. El significado espacial de estos efectos se muestra en la fig. 47, en la que las deformaciones dibujadas corresponden a las - dispersiones puestas de manifiesto por los diagramas estructurales.- (el esquema 1 se refiere al diagr. 6 y el 2, a los diagr. 7, 8 y 9, cuyas dispersiones son similares).



Fig/ 47

Esquema simplificado de las deformaciones sufridas por los filones mineralizados del grupo de Magros (1) y Marcófn (2) y de todas las demás fracturas en zonas de minas (2); los ejes a, b y c son los de la tectónica regional (Diagr. 4 & 10, cuadro VI & fig. 45, Tipo I).

- i) fracturas ao originales (no deformadas)
- ii) nuevas posiciones de las fracturas ao
- iii) tendencia de la deformación.

En cuanto a las causas de dichas dispersiones, cabría atribuir la deformación representada en el esquema 1 a la mencionada fase tectónica de Tipo II -suponiendo esfuerzos de compresión según el primitivo eje b-, mientras que las representadas en el esquema 2, por corresponder a un desplazamiento de las fracturas se hacia la -posición bc -es decir, desde fracturas cuyo polo es b, hasta fracturas cuyo polo tiende a ser a, según muestra el diagr. 8-, podrían explicarse teóricamente por una variación de la distribución de esfuerzos o, si se quiere, una rotación del elipsoide de deformaciones, de modo que tendiese a intercambiarse las posiciones de los esfuerzos mínimo e intermedio, pues es sabido que las fracturas de tensión se producen paralelamente al plano de deformación (ac) y que tales rotaciones pueden producirse (p. ej. en la orogénia: WILSON, 1.961, p. 430 s.).

Sin embargo, son demasiados los factores que pueden - entrar en juego, dando lugar al mismo efecto, para intentar llegar a una explicación única y definitiva con los escasos datos de que se dispone. Además, la mencionada posibilidad de interpretar las fracturas N-S que tienen relleno -sean mineralizadas o no- como fracturas de tensión debidas a una fase tectónica de Tipo II, al relajamiento elástico de la compresión de la tectónica Tipo I o, finalmente, a la intrusión granítica, introduce una incertidumbre adicional sobre el origen de las minas.

Sobre estas posibilidades se hablará de nuevo más adelante (II.4.e), una vez se hayan expuesto todos los datos.

II.4.d) Fallas. Tectónica y magmatismo.

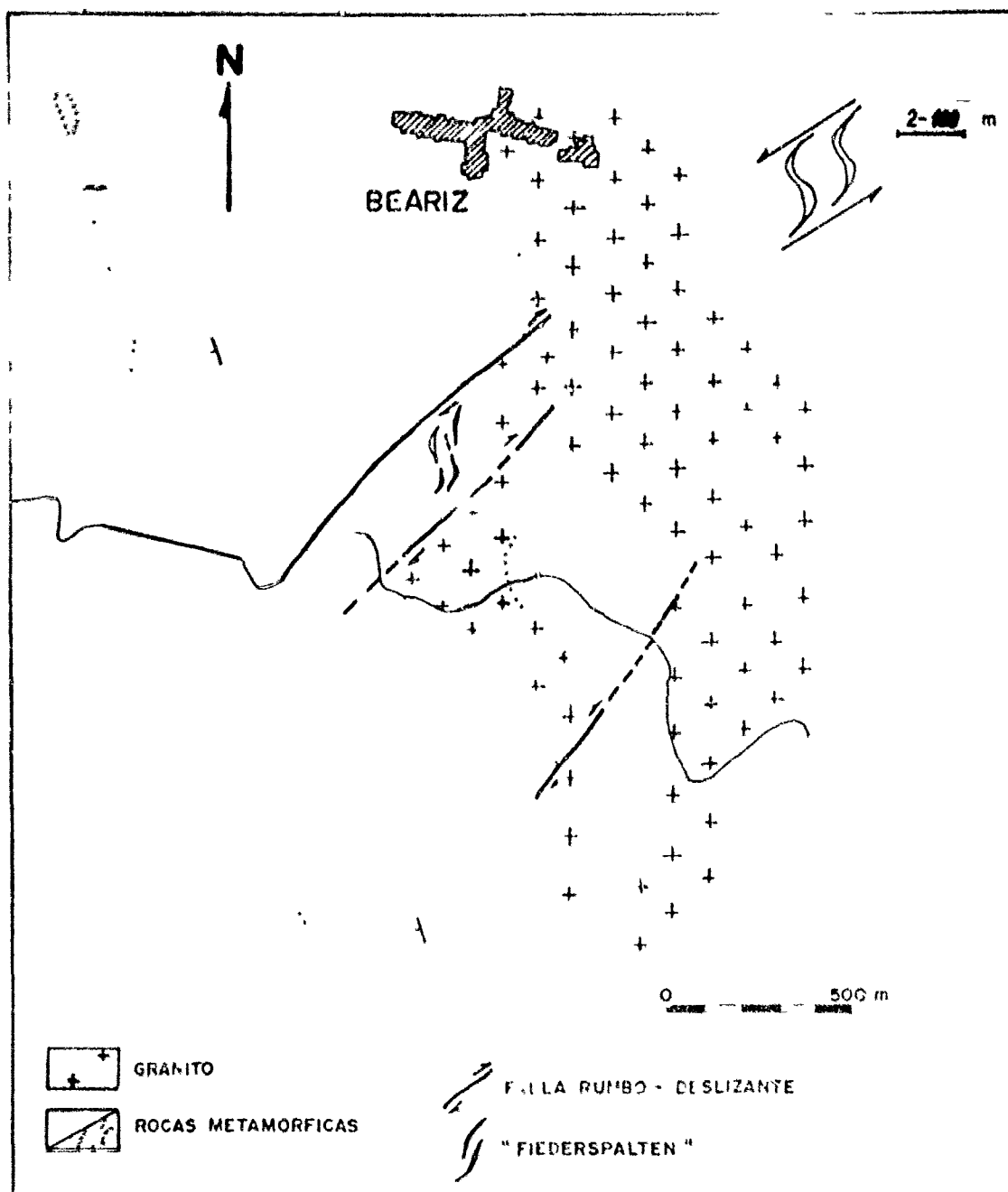
Como hemos visto (II.1.o), hay dos tipos de fallas importantes en la zona de Beariz: fallas de gravedad y fallas rumbo-deslizantes o de cisallamiento. Las primeras se han interpretado como efecto de la intrusión del gran batolito granítico que aflora al W. (fuera de la zona), correspondiendo su dirección a una de las de cisallamiento máximo en el elipsoide de deformaciones debido a la intrusión, - mientras que la dirección de mínima compresión del mismo es la de los

diques pegmatíticos mineralizados que forman una banda paralela al borde del batolito (cf. I.2.a); todo esto se ha representado en la fig. 15.

La mayoría de las fallas rumbo-deslizantes muestran direcciones NW-SE, como ciertas fracturas de cizallamiento F_2 y F_5 del diagr. 3. El movimiento es generalmente dextral -en el sentido de las agujas del reloj-, como corresponde al principal de estos grupos de fracturas (F_2) del diagr. 3, si se supone una compresión en la dirección F_1 -o, lo que es lo mismo, en una representación tridimensional, compresión según la dirección tectónica o-, según muestra la fig. 45. Como sucede con frecuencia (McKENSTRY, 1.947, p. 73), sólo una de las dos direcciones conjugadas F_2 y F_3 de cizallamiento, en este caso la F_2 , se manifiesta claramente en el sistema principal. Las fallas que muestran movimiento en sentido contrario -es decir sinistral o contra las agujas del reloj- son escasas; naturalmente, no podrían explicarse por el mismo sistema de esfuerzos que da lugar a las primeras, pero sí, en cambio, por una compresión NNW-SSE., como la supuesta para el Tipo II, en cuyo caso aparecen dichas fallas rumbo-deslizantes sinistralas como equivalentes del grupo de fracturas de cizallamiento F_5 , mientras que, igual que antes, el grupo conjugado, F_6 , prácticamente no se manifiesta.

Un caso especial, entre las fallas rumbo-deslizantes, lo constituye el sistema de fallas rumbo-deslizantes relacionado con la apófisis granítica, situada al S. de Beariz (fig. 48). Dichas fallas, todas ellas dextrales, corresponden también a la dirección de cizallamiento principal de la tectónica Tipo I, según se ve en el esquema - del ángulo superior derecho de la fig. 48; los desplazamientos producidos son relativamente grandes, llegando incluso a deformar la capa de cuarcitas situada al W. de dicho sistema, que normalmente iría paralela a la dirección general de la esquistosidad; pero lo más notable es la formación de desgarramientos de tensión durante el movimiento, de modo que a su desarrollo se superpone la curvatura de los mismos, dando lugar a las formas "en S" que se ven actualmente -Fiederspalten- (MURAWSKI, 1.972), grietas sigmoidales "en échelon"-, las cuales responden al modelo propuesto por WILSON (1.961, p. 448 ss.), basándose en el experimento de RIEDER. El orden de dimensiones de dichos - - -

desgarramientos varia desde el del metro (lentejones o filones, - con relleno de cuarzo generalmente, muy abundantes en el borde NW. de la apófisis) hasta el del hectómetro (la apófisis propiamente - dicha, cuya forma reproduce también el citado modelo y que, por tanto, se debe al relleno por material granítico de desgarros de orden mayor). Esto obliga a suponer que la masa granítica se encontraba - en un estado -al menos parcialmente- fluido en el momento de producirse los fenómenos descritos, es decir, durante la actuación de un sistema de esfuerzos con orientaciones del Tipo I. Sabemos también -según se ha visto en Petrografía, II.3.b- que, además, hay tectónica postoristalina.



Fig/ 48

Interpretación tectónica del origen de la apófisis W. del granito: "Fiederspalten" (grietas "en échelon" de desgarré por cizallamiento, deformadas en S) de diversos tamaños, originadas por un sistema de fallas rumbo-deslizantes dextrales y paralelas, según el modelo del ángulo sup. dcho.

II.4. e) Resumen y conclusiones.

Resumen

La información de los diagramas que se han visto hasta ahora se resume a continuación en forma de cuadro sinóptico, cuyos datos se representan también en el diagrama 10, de nuevo en la falsilla de Schmidt, para obtener una visión de conjunto (las flechas en dicho diagrama indican sentidos de la dispersión de las máximas concentraciones de polos de filones).

中国城市经济体制改革二十年

4

[illegible]

Observaciones básicas.

De todos los datos del cuadro VI, así como de los expuestos anteriormente, destacaremos ahora algunos que es necesario tener en cuenta para establecer la historia tectónica de la zona en relación con el metamorfismo y el magmatismo (los ejes de referencia a, b y c son los definidos en el cuadro VI):

1) la esquistosidad inicial α_1 aparece replegada finamente, pero de manera discontinua y pocas veces penetrativa, en deformaciones homaxiales con α_1 (ejes B o β_1 NNW-SSE: deformaciones Tipo I).

2) a esta deformación se superpone otra (Tipo II), eje aproximadamente perpendicular ($\beta_2 \sim E-W$, pinchando W), que es mucho más débil y no crea esquistosidad nueva ni llega a deformar finamente las anteriores.

3) la fracturación en esquistos y granito ofrece dos temas aproximadamente perpendiculares, compuesto cada uno de ellos por tres grupos, dos de los cuales se disponen siempre simétricamente con respecto al central; esta disposición sería explicable únicamente por dos sistemas de esfuerzos —el principal con compresión $\sim E-W$ y el otro con compresión $\sim N-S$, actuando separadamente— que también son una posible explicación de las deformaciones de Tipo I y II, respectivamente.

4) la fracturación en las zonas de minas es predominantemente axial, pero muestra deformaciones, puestas de manifiesto por dispersión de los máximos de sus polos, ya sea a lo largo de un polo mínimo (eje aproximado β_2), ya sea en espiral (ejes próximos a B, coincidentes en cada caso con la máxima concentración de los polos de dichas fracturas); en este último caso se observa la tendencia a pasar de fracturas axiales a fracturas oblicuas.

5) algunas de las fracturas mineralizadas muestran orientaciones aproximadas N-S.

6) las fallas rumbo-deslizantes son frecuentes en la zona, predominando las dextrales sobre las sinistralas.

7) algunas de estas fallas dextrales han jugado todavía durante la intrusión granítica, originándose a veces los típicos desgarres de tensión doblados en S - "Fiederspalten", ~ 1 Km. al S. de Bearis-, rellenas de material granítico, lo que quiere decir que se trata de un granito sintectónico con respecto a la fase que ha originado dichas estructuras.

8) la tendencia del granito a conformarse a las estructuras regionales (II.1.o) también está de acuerdo con dicha conclusión (7).

9) hay otras fallas rumbo-deslizantes (sinistrales) que no pueden ser explicadas dinámicamente por la misma distribución de esfuerzos (Tipo I) que las anteriores, pero sí lo podrían ser - suponiendo una compresión principal ~ N-S (o NW-SSE).

10) el estudio petrográfico de las rocas metamórficas - (II.3.a) hace suponer que el metamorfismo "ha tenido lugar durante un periodo de tiempo más o menos largo, estando las rocas sometidas a una tectónica variable -ya sea continua, ya intermitente-, en la que podría aceptarse, si hay motivos para ello, la división en -diversas fases. Si es necesario, sin embargo, aceptar que han actuado esfuerzos tectónicos postoristalinos, dada la intensidad de la catclasis observable en casi toda la zona."

Discusión.

El hecho (1) de la deformación homaxial de σ_1 , por sí solo, no permite distinguir si ha habido una sola o dos fases tectónicas separadas en el tiempo; pero, dado que la Orogenia — Herciniana comienza a partir del Devoniano (MATTE, 1.968, p. 204; OMI ING SOEN, 1.970, p. 161; don TUX, 1.966: fase Bretónica ?) y dado que el granito, cuya edad es de unos 298 m.a. (Montfaliense, II.2.b), es sintectónico —(7) y (8)—, hay que suponer que se trata de fases distintas; en caso contrario, tendría que ser una fase — de duración extraordinariamente larga, la primera fase es, por — tanto, responsable del plegamiento y de la esquistoicidad inicial — S_1 y la segunda, contemporánea de la intrusión granítica, de su — deformación (homaxial con respecto a la primera).

A esta misma conclusión ha llegado MATTE (1.968, p. 200, 204, 236) para la virgación herciniana del NW. de la Península Ibérica, tras sus investigaciones a escala regional. Sin — embargo, hace notar (p. 245) que "en las zonas en que la esquisto — icidad primaria era subvertical, por ser las dos fases homaxiales, es difícil distinguir la presencia de la Fase 2, que generalmente — no ha producido ni microestructuras ni grandes estructuras netamente diferenciables de la Fase 1"; esto es lo que sucede en la zona de — Boaris.

Según los datos de que disponemos, (1) y (3), cabe su — poner que la distribución de esfuerzos en las dos primeras fases — tectónicas (homaxiales) es parecida (fig. 45, Tipo I), correspon — diendo a una dirección más frecuente de compresión máxima ENE-WSW — (—), pero con respecto a las otras direcciones principales del — elipsoide de deformaciones ($\sigma_2 = P_{int}$ y $\sigma_3 = P_{min}$) puede haber diferencias: podría considerarse, p. ej., $\sigma_2 = b$ y $\sigma_3 = a$ en la primera fase —según la idea de SAUDER (en WILSON, 1.961, Tb. 1, p. 435), que hace corresponder la dirección de presión intermedia, — P_{int} o σ_2 , al eje b—y, por el contrario, $\sigma_2 = a$ y $\sigma_3 = b$ en la segunda —puesto que la dirección de la intersección de las fr — turas de cisallamiento suele corresponder a la de la compresión inter — media, (MCKENSTRY, 1.941), v. fig. 46 —; esta última interpretación

es la única que se ha dibujado (figs. 45 y 46). Prescindiendo de interpretaciones teóricas, es de notar que, mientras que la primera fase es la más penetrativa (α_1), la segunda produce una fracturación más importante, hecho que puede comprenderse teniendo en cuenta que ésta actúa sobre rocas ya endurecidas -recristalizadas- durante la primera, que serán ya más frágiles y menos deformables que al principio -(10), v. también LATTE, 1.968, p. 204.

En cuanto a la fracturación, la mayor parte (primer sistema) podría explicarse dinámicamente por cualquiera de las dos fases -fases que hasta ahora habíamos denominado como de Tipo I-, pero, por lo que se acaba de decir, se atribuyen principalmente a la segunda. En algunos casos -filones, diques, sistema de - "fiederspalten" y apófisis granítica al S. de Bearis- es evidente que el origen se debe a la segunda fase, que es la contemporánea de la intrusión y, por tanto, la única que puede dar lugar a fracturas susceptibles de ser rellenadas inmediatamente por material granítico.

Las fallas rumbo-deslizantes (7) dextrales pueden también asimilarse, en cuanto a su origen, a las fracturas F_2 del primer sistema, por las mismas razones.

Lo dicho no excluye, de todos modos, la posibilidad de que grietas o fallas, formadas en la primera fase, hayan vuelto a ser reactivadas -incluso abiertas y rellenadas- durante la segunda.

A esta fracturación de la segunda fase se debe el origen de la mayoría de los filones mineralizados, que ocupan posiciones -(4)- y son, por tanto, fracturas de tensión rellenas. Los otros grupos del primer sistema de fracturas -(3), v. también diagr. 1 a 3- y las fallas rumbo-deslizantes -(6), (7)- dextrales - no representan sino las direcciones de cizallamiento debidas a los mismos esfuerzos. Los filones N-S -(5)-, en cambio, no pueden explicarse directamente por este sistema de esfuerzos, pero sí -según se ha explicado ya- por efecto del relajamiento elástico de la compresión al cesar los mismos o como consecuencia de la intrusión (p. ej. los filones turmalíferos de III.3.a, que preceden a los demás), -

interpretación que parece más lógica que el atribuirlos a una tercera fase tectónica, pues todo el material magmático estaría ya entonces probablemente consolidado (comp. II.2.o.1); la deformación en espiral de ciertos filones, con ejes próximos a B $-(4)_{11}$ -, podría también atribuirse a las mismas causas.

Los puntos (2), (3), (4) y (9), sin embargo, no pueden explicarse enteramente por ninguna de las dos fases tectónicas consideradas hasta ahora. Esto nos lleva a suponer la existencia, en esta zona, de una tercera fase con compresión $\sim N-S$, correspondiente al Tipo II de la fig. 45, que es la que ha causado las deformaciones Tipo II, -dispersión de a_1 con eje (β_2) -, el segundo sistema de fracturas, las fallas rumbo-denzantes sinistralas y la deformación de los filones mineralizados (ao) del grupo de Magros con eje $(\beta_3) = (\beta_2)$. Esta fase sería, naturalmente, post-magmática y poco intensa.

La interpretación propuesta para la zona de Bearis supone, por tanto, dos fases homoxiales y una tercera fase, aproximadamente perpendicular (tipo B \perp B'), mucho más débil. Encaja totalmente en la regional propuesta por MATTE (1.968) para el geosinclinial herciniano del NW. de la Península Ibérica -si bien este autor admite sólo dos fases a escala regional y considera la "tercera", en todo caso, sólo local-, pero no en la de den TEX (1.966), según el -cual en Galicia han actuado tres fases tectónicas, la primera y la última de ejes $\sim N-S$, la segunda de ejes $\sim E-W$ (v. II.2.a). Sin entrar en discusiones sobre la estructura regional, no parece que -los hechos observados en la zona de Bearis -tengan en cuenta especialmente los puntos (2), (3), (4), (7) y (9)- puedan explicarse según la interpretación del segundo autor citado, que, por otra parte, fué elaborada cuando todavía no se habían publicado todas las -dataciones de edad absoluta que hoy se conocen (p. ej. PRIEM et al., 1.970).

En cuanto al metamorfismo regional, cabe suponer -(10)- que empezó con la primera fase tectónica y duró hasta comenzada la segunda, puesto que parece haber cristalización pre-, sin- y post-tectónica (v. II.3.a.1); sin- y post-tectónica con respecto a la -primera fase; pre- y sintectónica -el crecimiento de micas según a_2 , fig. 23a, sería un ejemplo de esta última- con respecto a la

segunda. Este resultado está también de acuerdo con los obtenidos - por MATTE (1.968, p. 200); sin embargo, en la zona de Bearis no se - han encontrado datos que permitan afirmar que la actual facies de - pizarras verdes sea debida a un metamorfismo retrógrado, -que según - den TEX (1.966, p. 221) y MATTE (1.968, p. 236), habría sido general-, a pesar de observarse a veces estados intermedios de transformación entre biotita y clorita, pues en ningún caso quedan restos de minerales característicos de facies más elevadas- -la andalucita es expli- cable por metamorfismo de contacto-; por ello parece más lógico su- poner que la facies de pizarras verdes o epizona corresponde a la - máxima intensidad del metamorfismo (progresivo) en el área estudiada (v. II.3.a.4).

Resultados.

En la zona de Bearis han actuado tres fases tectónicas: -la primera (eje NNW-SSE), que es la más penetrativa, da lugar a la esquistosidad s_1 .

-la segunda, que es homaxial con la primera y contemporánea de la - intrusión granítica (Westfaliense), pliega la esquistosidad primiti- va con intensidades y en formas variables localmente y produce una - serie de fracturas, de las cuales las de tensión ($\sigma \simeq E-W$) adquie- ren importancia económica al ofrecer el espacio necesario para la de- posición de la metalización de Sn-W transportada por disoluciones graníticas póstumias.

-la tercera es de eje aproximadamente E-W y perpendicular al de las anteriores (Tectónica B \perp B'), pero mucho más débil que éstas.

El metamorfismo regional empieza en la primera fase y - se extiende hasta la segunda.

En cuanto a la prospección minera, es de destacar el - especial interés de las fracturas E-W, debidas a la segunda fase, - por ser las que estaban abiertas en la época de la mineralización. Los filones mineralizados tienen esta dirección en su mayor parte.

La historia geológico-tectónica de la zona de Bearis du- rante la Orogenia Herciniana se resume en el siguiente cuadro (cua- dro VII) :

CUADRO VII

HISTORIA GEOLOGICO-TECTONICA DE LA ZONA DE BEARIZ DURANTE LA OROGENIA HERCINIANA

	TECTONICA	METAMORFISMO	MAGMATISMO
C A R B O N I F E R O	<u>3ª Fase</u> Eje E-W Compresión N-S ? poco intensa, no origina esquistosidad.		
	<u>2ª Fase</u> Eje N-S compresión E-W plegamiento no penetrativo de S ₁ ; fracturación importante.	<u>Metamorfismo</u> de contacto de la intrusión <u>Metamorfismo</u> regional de facies	<u>Intrusión de</u> granito de dos micas; metalización Sn-W
	<u>1ª Fase</u> Eje N-S compresión E-W esquistosidad S ₁	pizarras verdes	
DEVONIANO			

III.- METALOGENIA

=====

III. METALCOGENIA

III.1) Introducción.

La mineralización consiste fundamentalmente en casiterita -con wolframita y scheelita ocasionales-, que se presenta en filones de cuarzo o greisen, con sulfuros no muy abundantes, acompañados de filones de turmalina, como ya se ha dicho antes (II.1.b y c.). No se puede aplicar a las minas relacionadas con el granito de Bearis la generalización de AHLFELD (1.958, p. 112) -o también MOUSSU (1.962, p. 341) -, según el cual pertenecerían a una zona de diques concordantes ("Lagergänge") de granito mineralizado ("barros"). Seguramente - se refiere a la ya mencionada zona de pegmatitas, situada al W. de la muestra -si bien llega a aparecer una de dichas pegmatitas en la parte SW. de la misma: mina de Villariño, situada al NW del pueblo-, - aunque también cabría considerar como "barros", es decir, granito -alterado, las explotaciones de Muradés (cf. II.1.b), situadas en el contacto.

La mineralización, como veremos a continuación, puede - considerarse, en los casos más generales, como neumatolítica. La situación de las diversas mineralizaciones y explotaciones ha sido - explicada en I.2.a y representada en los planos: geológico, nº 2 y nº 3.

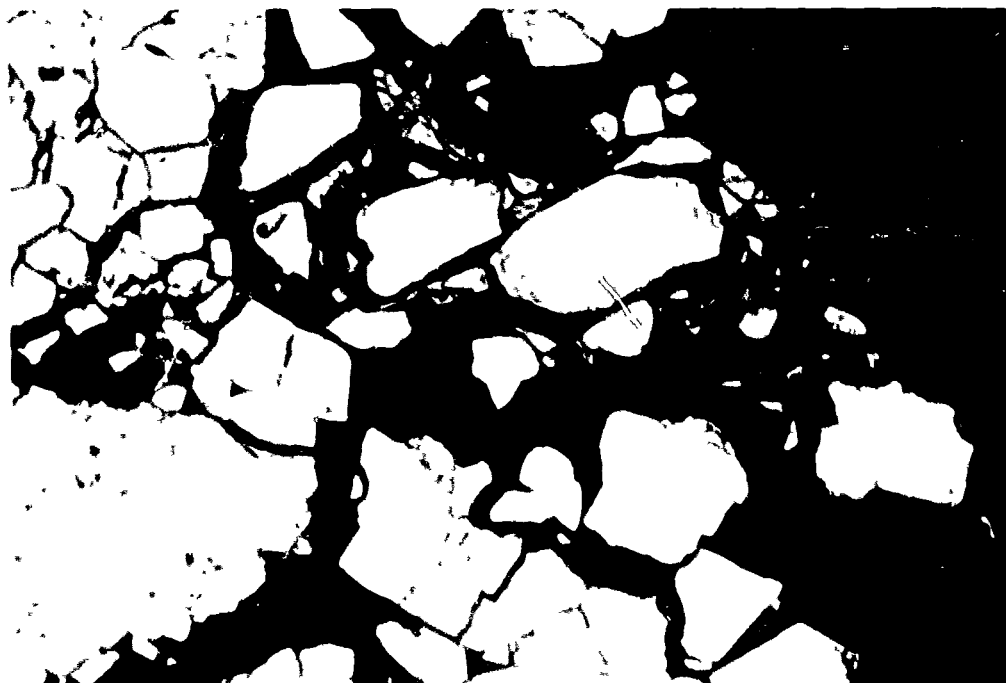
En el estudio microscópico que sigue prestaremos atención sobre todo a las relaciones entre los diversos minerales que aparecen en cada mina, para obtener datos sobre el origen y condiciones de formación de la mineralización y, si es posible, deducir su serie de organización, comparando, siempre que sea necesario, con las observaciones de campo.

III.2) Grupo de Magros.

Paragénesis: Casiterita, wolframita, scheelita, ilmenita, arsenopirita, pirita, calcopirita, molibdenita, blenda, estannina; — turmalina, berilo, apatito, mica blanca, rutilo, anatasa, esfena, circon, granate, feldespato potásico, olorita. Metasomático-neumatolíticos: turmalina, sericita. Secundarios: rutilo, anatasa, esfena, leucoceno, marcassita, calcosina, coquelina, escorodita, mineral X, limonita, productos arcillosos.

Descripción.— Arsenopirita es filoniana y se presenta — generalmente en forma masiva, aunque se ven también a veces granos — idiomórficos aislados. Es muy frecuente, sobre todo en el primer caso, la cataclasis (fig. 49) — cuando es muy intensa puede originarse en — el filón un bandeo de origen tectónico, alternando a escala meso- — cópica zonas paralelas de arsenopirita y cuarzo—, que producen grietas — rellenas de cuarzo y pirita principalmente. Estas grietas favorecen — la alteración de la arsenopirita, produciéndose escorodita en abundan — cia, la cual viene a veces acompañada de limonita, siendo el origen — de ambas claramente descendente.

Fig/ 49.



Cataclasis en filón de arsenopirita y cuarzo.
(x 90, N //; grupo minero de Magros).

Los intersticios entre los granos de arsenopirita y pirita aparecen ocupados por pequeños cristales de molibdenita (fig.50) y estannina. La calcopirita no es abundante, pero a veces llega a formar cristales o agregados bien visibles. No son raras en estos minerales inclusiones diminutas de wolframita, casiterita, etc. Los minerales secundarios son muy frecuentes: marcasita, calcosina, covelina además de los ya mencionados. La marcasita se presenta sobre todo con pirita y es posible que sea a veces sustitución de antiguos cristales de pirrotina, que es más inestable. Calcosina y covelina sustituyen, parcial o totalmente, a calcopirita y pueden presentarse también como marcasita.

Fig. 50



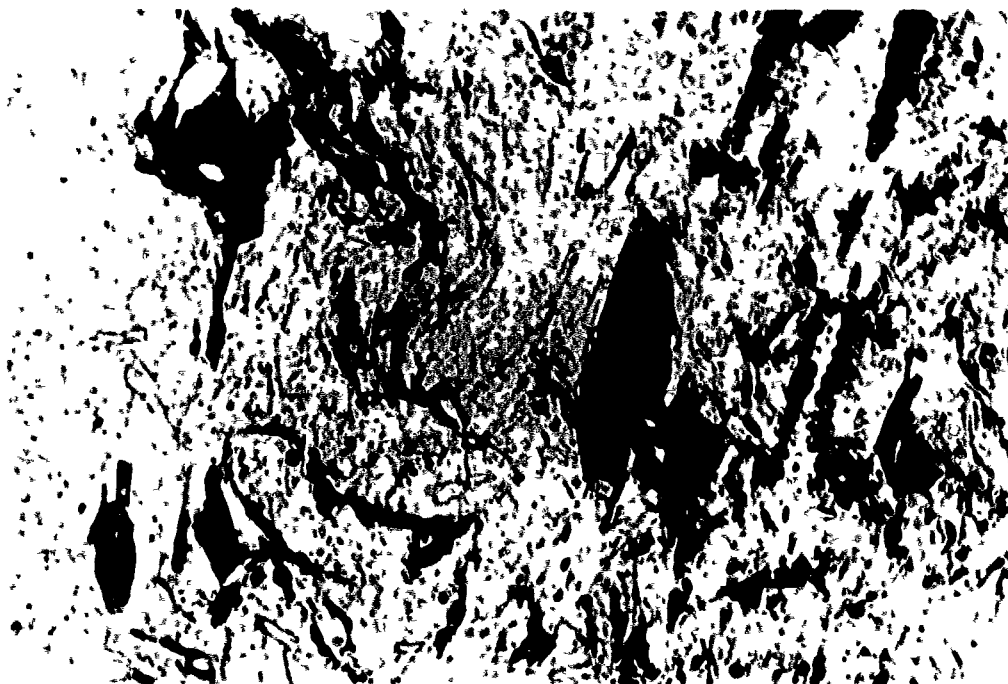
Arsenopirita sometida a cataplasia y con relleno intersticial de molibdenita (x 225, N //; grupo minero de Nagua).

Las relaciones entre pirita y arsenopirita no son siempre claras, pues pocas veces aparecen los dos minerales en contacto y cuando lo hacen no es raro que haya cataclasis, alteración o indentaciones de ambos minerales. Sin embargo en algunos casos puede observarse un contacto nítido, sin indicios de reacción; si esta observación — es decir, el equilibrio entre pirita y arsenopirita — pudiese generalizarse, llegaríamos a la conclusión de que la temperatura de formación de ambos minerales — cuando son simultáneos — o del más joven sería inferior a $491 \pm 10^\circ \text{C}$, según los resultados obtenidos por CLARK (1960, p. 1642) experimentalmente. En todo caso, este resultado estaría de acuerdo con las demás observaciones.

A diferencia de la arsenopirita, la pirita no se reduce solamente a los filones, sino que se difunde en la roca de caja hasta pequeñas distancias (algunos cm), aprovechando fracturillas y superficies de esquistosidad, que han permitido la circulación de los fluidos mineralizados. Actualmente puede verse el mineral cristalizado en forma de agregados que rellenan poros o incluso en los planos de esquistosidad, intercalados entre las capas micáceas (fig. 52). Estas disoluciones — han ejercido acciones metasomáticas, ya que la pirita aparece intercrecida (simultánea) con turmalina (probablemente son neumatolíticas ambas); (Fig. 51); además pueden verse agregados de pirita y rutilo o anatasa — a veces también con esfena, calcopirita, calcosina y covelina, aunque éstas, en cantidades subordinadas y, posiblemente, posteriores — pseudo — mórficos de minerales tabulares o aciculares más antiguos (fig. 52). Según RAMDOHR (1969, p. 984), se trata de un proceso de piritización de la roca de caja, que da lugar a la alteración de los minerales ferrotita férricos. En este caso el mineral sustituido es probablemente ilmenita, que aparece dispersa — aunque escasa — en la roca de caja y que se forma generalmente, según dicho autor, a temperatura más elevadas (superiores a los 500°C , id. p. 972).

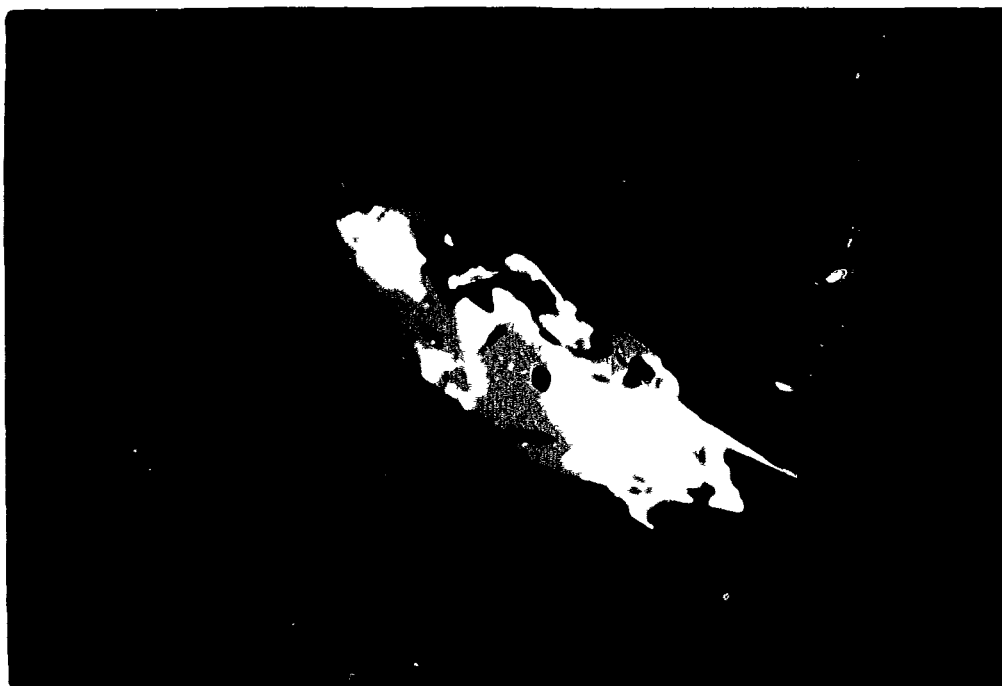
La calcopirita se deposita también según la esquistosidad, formando finas láminas y rodeando los granos de pirita, lo que muestra — que es posterior a ésta. Otros minerales que aparecen también dispersos en la roca de caja son casiterita, wolframita (este último aparece a veces incluido en pirita) y blenda ferrífera (marmatita), con pequeñas inclusiones de calcopirita a veces.

Fig/ 51



Pirita y turmalina intercrecidas -simultaneas - en la roca de caja de un filón mineralizado (x. 90, N //; g. m. Magros).

Fig/. 52



Agregado pseudomórfico de pirita (blanca) y rutilo (gris), con un grano de calcopirita (blanco ligeramente grisáceo, parte - central derecha, al margen del agregado) cuyos bordes se han alterado a calcosina y covelina. Obsérvese la impregnación de los planos de esquistosidad por pirita. (x 350, N //, Inmersión ; roca de caja, g.m. Magros).

Todos estos datos indican la existencia de dos fases sucesivas, con respecto a la formación de minerales opacos, en la roca de caja: en primer lugar una fase pneumatolítica en la que tiene lugar la cristalización de ilmenita, seguida de casiterita y wolframita, pirita (con turmalina), rutilo, etc.; luego una fase hidrotermal, en la que cristalizarían los minerales de más baja temperatura (rutilo, anatasa, pirita, calcopirita, blenda; al final marcossita, calcosina, coquelina secundarias), de los cuales algunos -p. ej. coquelina- pueden también depositarse en forma descendente. Por lo que se refiere a los minerales que aparecen en la primera fase, SZABECZKY-KARDOSS (1.970) ha elaborado una hipótesis que permitiría explicar este tipo de disseminaciones de metales pesados. Esta fase de mayor temperatura fué probablemente muy poco importante, teniendo lugar enseguida la destrucción de la mayoría de los pocos cristales de ilmenita formados, sustituidos por pirita y rutilo (metasomáticos), cuya cristalización es también primaria y dura hasta bien entrada la fase hidrotermal.

En cuanto a la casiterita, puede presentarse dispersa en la roca de caja -al lado del contacto y en forma de pequeños cristales, - acompañados a veces de rutilo, esfena, circon-, en vetillas o en filones. En este último caso aparece generalmente en los bordes del filón, acompañada de mica blanca y puede llegar a formar cristales relativamente grandes -de algunos cm. de largo- pero que casi nunca aparecen enteros, debido a la cataclasis; a veces tienen una llamativa tonalidad, resaltada todavía más por las inclusiones de pequeños granos de minerales opacos - (ilmenita?), que se disponen concéntricamente marcando el crecimiento del cristal; su color es pardo rojizo, bastante oscuro en ocasiones y entre las formas observadas -en las minas (fig. 53a), y en el Museo de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Santiago de Compostela- predominan los prismas cortos piramidados ("tipo sajón"), frecuentemente molados ("Visiergruppen" de los mineros sajones), que se consideran típicos de yacimientos pneumatolíticos (AHLFELD, 1.931, p. 48 y 1.958, p. 7 y fig. 1; GUNDLACH y THORMANN, 1.960, p. 10; HOSKING, 1.951, p. 351 - 355 y 1.965, p. 381; VARLAMOFF, 1.949, p. 297 y figs. 4 y 5).

La cataclasis deforma estos cristales, los agrieta -las fracturas aparecen rellenas de mica blanca y/o cuarzo- o incluso los destruye, dando lugar a brechas filonianas de casiterita, cuarzo, circon ...

con fragmentos de roca de caja y cementados por sulfuros, o bien por sericita o mica blanca (figs. 54, 55 y 56), la cual puede aparecer - también, igual que el cuarzo, en inclusiones de pequeño tamaño en ca siterita. Estos intensos esfuerzos dejan también su impronta en los demás minerales (p. ej. arsenopirita, fig. 49; cuarzo, fig. 57).

Si bien en el caso más general hay un crecimiento simultáneo de casiterita, cuarzo y mica blanca, ésta aparece como sustitución de la primera en algunos casos. Otros minerales que acompañan la casiterita son apatito y rutilo; aunque casi nunca se presentan en contacto directo con ella, parecen haberse originado simultáneamente a la ca siterita filoniana, el primero y a la que impregna la roca de caja, el segundo. No parece que haya ninguna relación directa, por el contrario, entre mineralización estannífera - al menos en su fase filoniana, la más importante aquí - y turmalina, puesto que los filones de quella - cortan la roca de caja, ya turmalinizada (fig. 58) y encierran fragmentos de la misma, asimismo turmalinizados, sin que en ellos aparezca es te mineral, o apareciendo sólo cantidades mínimas. Estos datos nos hacen suponer que la turmalinización ha precedido a la mineralización, lo cual está de acuerdo también con las observaciones de campo, puesto que a escala de filón podría hablarse de una zonalidad (que también existe a escala microscópica, fig. 58): centro cuarzoso, deposición de mica blanca mineralizada en los bordes) (parte interna del contacto), zona sericiti ca en el contacto externo, en el que ocasionalmente se produce también transformación en productos arcillosos (caolinización, etc), impregnación con minerales secundarios o descendentes, etc.; esta zona sericiti ca puede producirse directamente por cristalización en el contacto - con la roca de caja más fría, o por nuevo metamorfismo de la misma - (nuevo, puesto que ya había sido turmalinizada antes); la zona turmalini zada se extiende ya, a partir del contacto, en la roca de caja y - tiene una carácter metamórfico (v. II.3.01 y fig. 40), aunque también - puede aparecer algún filón de turmalina. Las inyecciones de cuarzo son bastante frecuentes y pueden cortar todas las zonas anteriores o impregnarlas - las salbanda, p.ej. pueden transformarse en este caso en un grei sen grueso -, pero también ser cortadas por ellas, lo que hace pensar en un continuo aporte de cuarzo, aunque su procedencia no siempre está clara, ya que también hay removilizaciones (II.3).

Fig./53.



Cristales de casiterita:

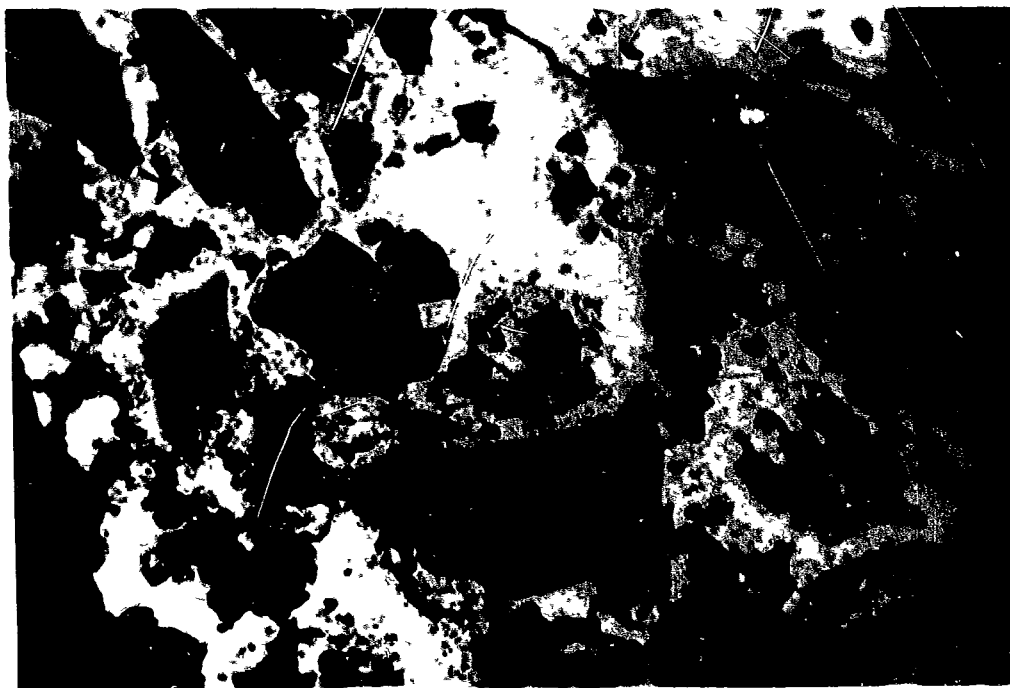
- a) Minas de Nagros (foto deha).
- b) Minas de Marcofán ("caixa"); la casiterita aparece acompañada de berilo -prisma alargado, cuya — sección hexagonal se ve a la izqda., del cristal mayor— y mica blanca (foto izqda, la escala es la misma de a).

Fig/. 34.



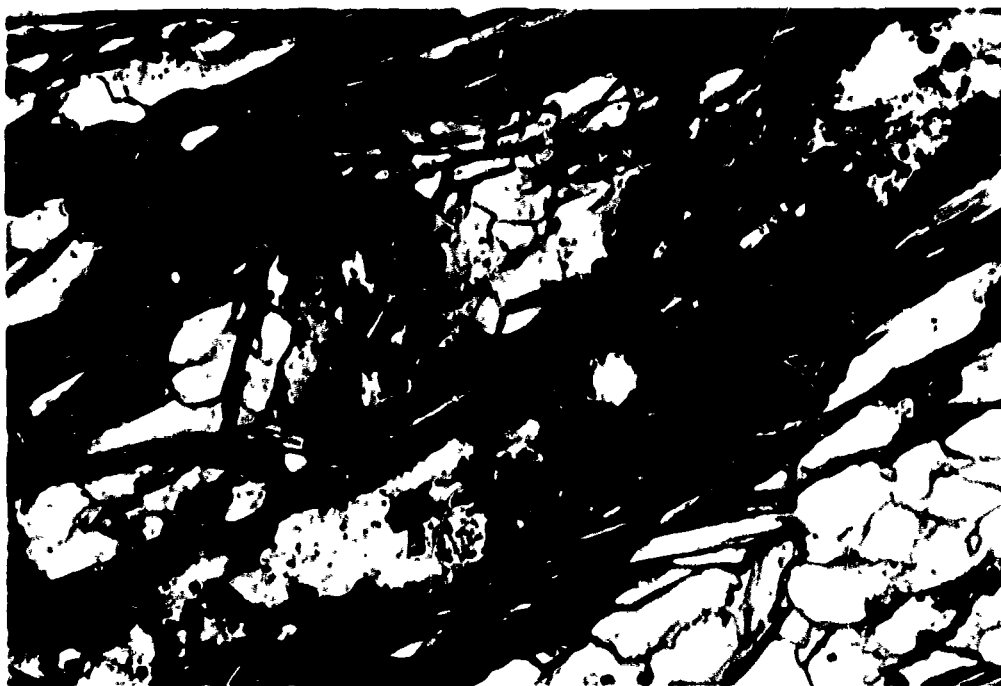
Fragments cataclásticos de casiterita (gris, relieve alto), cuarzo y mica blanca, incluidos en una matriz - sericitica (x 50 , N //, g. n. Magros).

Fig / 55.



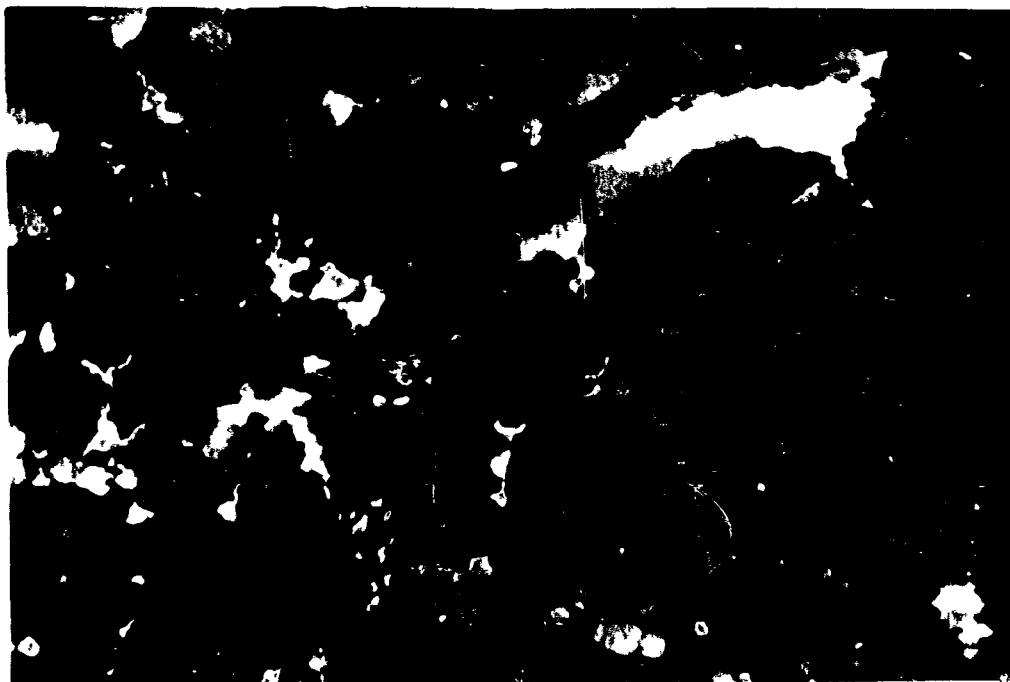
Fragmentos cataclásticos de casiterita (gris) y cuarzo (oscuro) en matriz limonítica (blanca). (x 350, N. //, Inmersión; g. m. Magros).

Fig / 56.



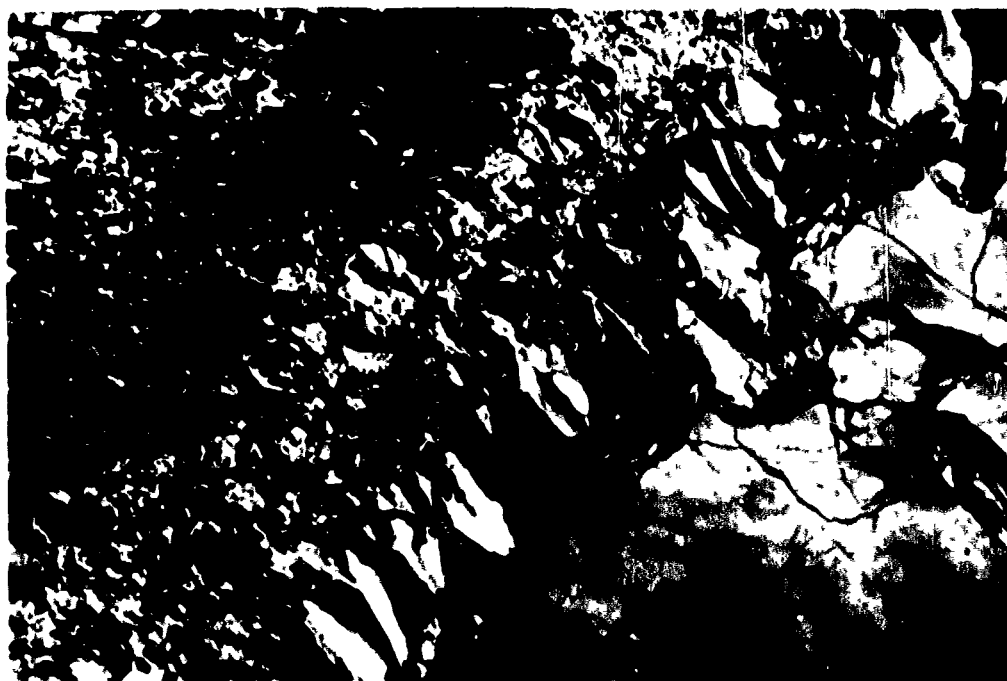
Parasquisto -roca de caja de filón mineralizado, g. m. Magros-turmalinizado y atravesado por una microfisura que contiene circon (oscuro, relieve alto) y cuarzo (blanco) cataclásticos en matriz sericitico-arcillosa e impregnaciones de óxidos descendentes. (Para identificar los granos diminutos de circon hubo de recurrirse a la microsonda). Componentes fundamentales del parasquisto, prescindiendo de la turmalina; cuarzo y mica (x 140, N //).

Fig/ 57



Cuarzo -de un filón mineralizado, g. m. Magros- triturado y con extinción ondulante (x 40, N //).

Fig/ 58.



Contacto de un filón mineralizado (g.m. Magros): cuarzo y mica blanca filoniana, salbanda sericitica, roca de caja tourmalinizada; La tourmalina de la roca de caja se dispone paralelamente a s1, es decir, perpendicularmente al contacto del filón (x 18, N X).

Esta descripción responde a un esquema general, en el que, naturalmente, se producen variaciones: en la roca de caja puede predominar la sericitización y extenderse bastante lejos; la mineralización puede presentarse en pequeñas vetillas en la roca de caja, en zonas fracturadas, brechas (figs 54,55 y 59), etc.

En cuanto a las micas, ha de añadirse que frecuentemente la turmalinización viene acompañada de sericitización de la roca de caja y que también pueden encontrarse fragmentos brechoideos de la misma sericitizados e incluidos entre la mica filoniana; la cristalización de ésta "mica blanca" ha sido seguida, como ya se ha dicho, por la impregnación de minerales hidrotermales (pirita, calcopirita, rutilo etc.); su composición no puede determinarse con exactitud al microscopio — si bien ya es un dato significativo la baja birrefringencia de muchos de los cristales — pero, según se ve en algunas muestras estudiadas por difracción de rayos X, hay entre ellas micas litiníferas. La biotita ha desaparecido en los contactos y sólo excepcionalmente se encuentran algunos restos que han sobrevivido tras la intensa lixiviación.

Berilo es poco abundante y aparece en vetas, con mica blanca, casiterita, apatito (?) o disperso en la roca de caja de las mismas. Sus relaciones con la mica blanca hacen suponer una simultaneidad de ambos minerales. Podría tratarse de vetas de temperatura relativamente alta, pues el berilo se suele formar en el período pegmatítico o permatítico-neumatolítico (DEER, HOWIE y ZUSSMANN, 1966 p. 83; CISSARZ, 1928, p. 270, Tb. 7 y 70; GUNDLACH y THORMANN, 1960, T. 2; LUGOW (1968, p.68), lo cita también entre los primeros minerales que se depositan en los yacimientos del tipo que él llama "formación de casiterita - cuarzo".

Tampoco abunda la scheelita, que aparece cristalizada en vetas de cuarzo, sin relación clara con los demás minerales, aunque presenta algunas inclusiones de arsenopirita, lo que inclina a considerar su cristalización posterior a la principal fase de mineralización, de acuerdo con la idea, generalmente admitida, de que se forma en el período de transición neumatolítico-hidrotermal o en el hidrotermal (GUNDLACH y THORMANN, 1960).

El apatito se presenta como el berilo, pero es mucho más abundante. Sus relaciones con la mica blanca indican, en general, una deposición simultánea de ambos minerales, aunque en algunos casos el primero aparece corroído por la segunda. Si bien se ha comprobado su presencia, tanto por determinaciones ópticas — cuando el tamaño de grano es suficiente y

se pueden obtener figuras de interferencia-, como por difracción de rayos X e incluso microsonda -en algunos cristales diminutos- y se encuentra en relativa abundancia, no puede asegurarse que se trate siempre de este mineral, pues cuando el tamaño de grano es pequeño puede confundirse con el topacio, cuya existencia se sospecha, sin haber podido comprobarla, por el aspecto de algunos cristales. En ciertos casos forma granados -, cristales que crecen, probablemente por metasomatismo, en la roca de caja, y que pueden observarse a simple vista en la mina.

Rutilo, Esfena, ciroón y granate se presentan, aparte de los casos mencionados, también dispersos en la roca de caja; el primero puede aparecer además disperso entre las micas filonianas.

La clorita forma cristales de tamaño variable, de origen hidrotermal, que a veces pueden ser secundarios. Es bastante escasa.

El feldespato potásico es también escaso y se presenta en forma de pequeños lentejones o en vetillas que se acomodan a la esquistosidad; su origen es hidrotermal, puesto que viene acompañado de cuarzo y clorita.

Minerales secundarios:

Escorodita es el más abundante, sustituye a arsenopirita total o parcialmente. En el primer caso se forman agregados pseudomórficos, con extinción radial a veces para cuya identificación ha habido que recurrir a la microsonda, dado lo poco característico de su aspecto; en el segundo, la alteración parte de fracturas y va sustituyendo progresivamente al mineral primario, al tiempo que se extiende en forma descendente la cristalización del secundario a zonas donde aquél está ausente.

La limonita es también un mineral abundante, de origen descendente como probablemente lo es el anterior. Puede aparecer in situ, -con restos del mineral primario, p. ej. pirita, todavía sin alterar-, formar costras en los filones e introducirse en los mismos -como impregnación, acompañada o no de escorodita- a favor de fracturas. Sus formas son a veces concrecionadas y puede incluir fragmentos cataclásticos de cuarzo, casiterita, etc.

Rutilo, anatasa, esfena, leucóxeno, no tan abundantes y ya mencionados, son de origen ascendente (neumatolítico-hidrotermal), aunque

pueden ser primarios o secundarios.

Productos arcillosos, marcasita, calcosina y covelina se han mencionado también. Los primeros son de origen hidrotermal generalmente; marcasita y calcosina pueden ser ascendentes (hidrotermales) o descendentes, mientras que la covelina es en general, descendente y se ha formado posiblemente a partir de calcosina.

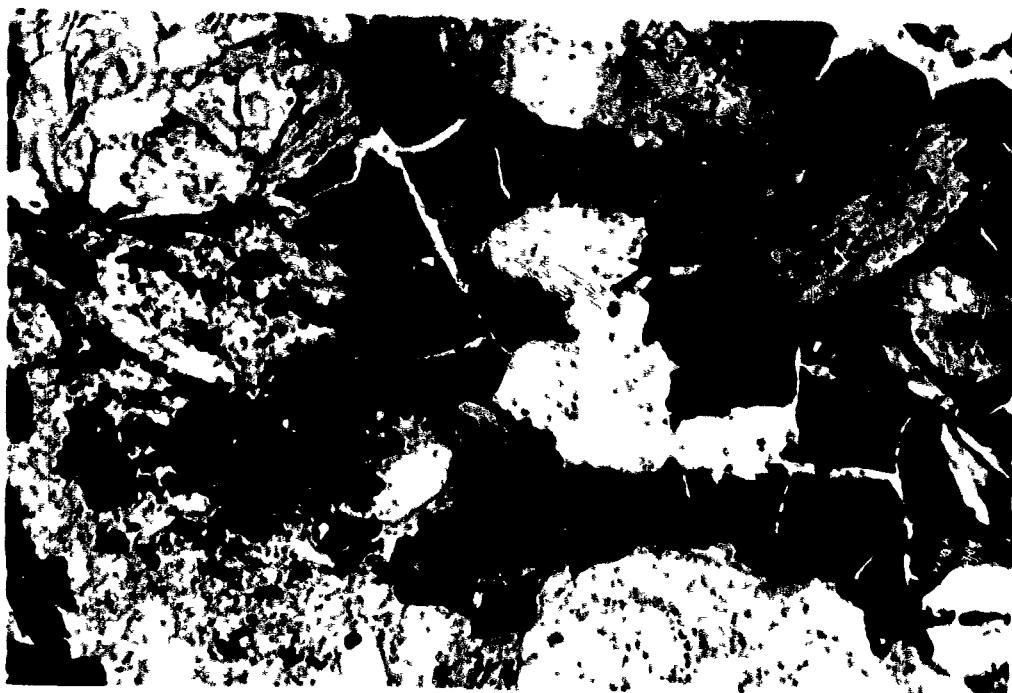
Aparece además, de vez en cuando, el ya citado mineral X - (color pardo amarillento, relieve elevado, isótropo; v. II.3.e), que rellena espacios huecos o microfisuras (Fig. 59).

.....

Las muestras en que se basa el presente estudio se han tomado sobre todo en las minas situadas en la zona S. del plano nº 2 (que son las principales), pues la toma de muestras en la zona N. de dicho plano -mina de Picos Blancos, obstruida y labores para explotación de wolframita, cubiertas de vegetación y escombros- ofrece dificultades, por lo cual no pudo hacerse de una manera representativa. Sin embargo, los resultados observados en ambos casos no discrepan.

.....

Estos resultados se han resumido en el cuadro VIII :



Fig/ 59

**Mineral X intersticial en la misma muestra de la frg. 54
(v. allí los otros minerales; x 140, N //).**

CUADRO VIII

MINERALOGIA DEL CINTO MINERO DE MAGROS-SERIE DE CRISTALIZACION APROXIMADA

F A S E S

	<u>Hematolítica</u>	<u>Hidrotérmica</u>	<u>Dependiente</u>
Cuadro	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX		
Ilmenita	XX		
rutile + anatasa	X X X X		
Cassiterita	X XXXXXXXX X X		
Wolframita	XXXXXXXX X X		
Scheelita		XXX X	
Arsenopirita	X XXXXX X		
Pirita	X XXXX		
Calcopirita		X X	
Niobienita		X X	
Wenda		X X	
Estamnia		X X	
Varoscita		X	X X
Calcosina		X	X X
Covelina			X X
Macorodita			X X
Limonita			X X
Mineral X			X X
Berilo	X X X X		
Apatite	X X X X X		
Turmalina	XXXXX X X X		
Mica blanca	X XXXXXXXX X X X X		
Granate	X X		
Safora	X	X	
Zircón	X		
Feld. potásico		X	
Clorita		X	
			X X
Min. arcillosos			

III. 3) Grupo de Marcofán.

Nos limitaremos, en primer lugar, a las minas situadas sobre el cerro de Marcofán, es decir, las representadas en el pl. 3 - al NE. del granito, las cuales, según las informaciones de los mineros, se diferencian de las de Magros por la aparición de la mineralización más bien en enriquecimientos locales ("remuños" o nidos) que regularmente distribuidas en los bordes de los filones, entre las micas blancas o en greisen. Dichos nidos se encuentran sobre todo donde los filones mineralizados cortan filones turmalíferos ("caixa" de los mineros), cuyas direcciones -aproximadamente N-S- son más o menos perpendiculares a las de aquéllos. Otra diferencia es la mayor riqueza - en minerales de tungsteno -wolframita y scheelita- de las minas de Marcofán, una de las cuales -"Mina Rubia", en la que se ha explotado scheelita y casiterita- sería, no obstante, una excepción a la primera de las características expuestas, ya que la mineralización aparece de la misma manera que en Magros. Sin embargo, no se ha podido comprobar la existencia de estos grandes enriquecimientos en los puntos de corte con las zonas turmalíferas -cosa que, por otra parte, es de esperar, dada la explotación de rapia de estas minas-, aunque sí se ven dichas zonas de turmalina; por el contrario, en algunos de los filones, se ven granos de casiterita en las salbandas, como en "Mina Rubia".

En cualquier caso, tampoco aquí se encuentran razones para afirmar una relación genética directa entre la turmalina y la mineralización filoniana a pesar de que a veces se encuentran cristallitos de casiterita y wolframita dispersos en las zonas turmalíferas (fig. 53b); de las observaciones de campo y microscópicas se deduce más bien que la - turmalinización precede a la formación de dichos filones estanníferos; - los enriquecimientos locales son perfectamente explicables, ya sea por factores físicos, p. ej. por cambios de velocidad de los fluidos en los puntos de corte de dos fracturas, como pasa en Cornwall (sobre la influencia de estos factores físicos, véase, vgr. BARABANOV, 1.966; GARNETT, 1.961 y 1.968; HOSKING, 1.951 y 1.965; MCKINSTRY, 1.941; TISCHENDORF, - 1.968; VARIANOFF, 1.950), ya sea por cambios físico-químicos o químicos, como p. ej. neutralización de las disoluciones ácidas que transportan la mineralización al reaccionar con rocas más básicas, lo que provocaría -

la precipitación de la casiterita, que es soluble en las disoluciones de pH alto o bajo, pero no en disoluciones neutras (SMITH) 1947 ; sobre la influencia de estos factores químicos o físico-químicos, pueden verse también, entre otros, trabajos de GUNDLACH, y THORBIANN, 1960 ; HOSKING , 1951; SUSHEVSKAYA 1968; TESCHENDORF, 1968 y 1.969.

III.3.a) Filones turmaliníferos ("caixa").

Como se ha visto, estos filones son en general, estériles, a pesar de lo cual pueden encontrarse en sus bordes algo de casiterita o wolframita dispersas, (fig. 60), que son, probablemente anteriores y de mayor temperatura que las de la fase principal de la mineralización. En efecto, entre las muestras estudiadas pueden observarse a veces cristales cuyas formas -prismas gruesos, pero muy cortos- se parecen a las típicas de mineralizaciones pegmatíticas o pegmatítico-neumatolíticas (fig. 53 b). puede aparecer también, aparte de la mica blanca, berilo en forma de pequeños prismas alargados, lo que tal vez explique el nombre- "metal -- das agujas", es decir, "metal de las agujas"- que dan los mineros a esta mineralización.

La turmalina filoniana tiene el mismo aspecto que la del -- grupo de Nagros (cf. III.2): cristales de buen tamaño, de color verde azulado a pardo amarillento, a veces zonados repetidamente; este mineral es aquí probablemente el primero que ha cristalizado -aunque a veces incluye pequeños granos de cuarzo, micas blancas, apatito y opacos, esto -- puede atribuirse más bien a su abundancia, que hace su cristalización -- dura más tiempo, puesto que en general se presenta más bien incluida en estos minerales o incluso corroída por los mismos-, con la excepción de algunos minerales de titanio -ilmenita sobre todo-, que pueden precederla y de berilo y casiterita -cuando aparecen, que pueden ser simultáneos; la wolframita, en cambio, parece posterior (fig.60).

La turmalina se difunde también por la roca de caja, pero -- entonces puede observarse una disminución de su tamaño de grano; frecuentemente muestra relaciones de sustitución con otros minerales y cabe pensar que su origen es metamórfico (p. ej. muestra inclusiones iguales -- que las de la fig. 40).

Fig. / 60



Filón de turmalina atravesado por una vena de -
cuarc, mica blanca y wolframita; la wolframita -
(negra) se deposita alrededor de turmalina (gris),
incluyéndola, lo que indica que es posterior (x
36, N //; grupo minero de Marcopán).

En cuanto a los minerales opacos, aparece ilmenita dispersa en la roca de caja y generalmente alterada a rutilo. La arsenopirita suele presentarse más bien en filones, mientras que la pirita puede alcanzar una mayor difusión en la roca de caja. Comparando, pueden distinguirse dos generaciones de ambas: una de arsenopirita muy temprana, que acompaña a cassiterita y a wolframita y forma sólo pequeños cristales; luego cristaliza pirita, que puede formar ya cristales mayores, los cuales aparecen incluidos en la segunda generación de arsenopirita; por fin aparece también pirita intersticial, que rellena huecos en cuarzo, etc. y que se atribuye a un período posterior y de más baja temperatura (hidrotermal posiblemente). En cualquiera de estas generaciones pueden encontrarse — también pequeños cristales intersticiales de pirrotina, calcopirita, molibdenita (?) y minerales de bismuto y de otros minerales, como marcassita, calcosina, covelina escorodita, limonita..., la mayoría de los cuales —si no todos— son secundarios.

De todas las observaciones realizadas en estos filones turmalíferos, puede deducirse un orden de cristalización aproximado, que es el que muestra el cuadro IX. Además de los minerales mencionados, se ha visto también granate —no muy frecuente—, así como clorita y productos arcillosos. La turmalina que aparece en los filones mineralizados podría ser algo posterior a la de éstos que aquí nos ocupan.

En cuanto a los minerales opacos, aparece ilmenita dispersa en la roca de caja y generalmente alterada a rutilo. La arsenopirita suele presentarse más bien en filones, mientras que la pirita puede alcanzar una mayor difusión en la roca de caja. Comparando, pueden distinguirse dos generaciones de ambas: una de arsenopirita muy temprana, que acompaña a casiterita y a wolframita y forma sólo pequeños cristales; luego cristaliza pirita, que puede formar ya cristales mayores, los cuales aparecen incluidos en la segunda generación de arsenopirita; por fin aparece también pirita intersticial, que rellena huecos en cuarzo, etc. y que se atribuye a un período posterior y de más baja temperatura (hidrotermal posiblemente). En cualquiera de estas generaciones pueden encontrarse — también pequeños cristales intersticiales de pirrotina, calcopirita, molibdenita (?) y minerales de bismuto y de otros minerales, como marcasita, calcosina, covelina escorodita, limonita..., la mayoría de los cuales —si no todos— son secundarios.

De todas las observaciones realizadas en estos filones turmalíferos, puede deducirse un orden de cristalización aproximado, que es el que muestra el cuadro IX. Además de los minerales mencionados, se ha visto también granate —no muy frecuente—, así como clorita y productos arcillosos. La turmalina que aparece en los filones mineralizados podría ser algo posterior a la de éstos que aquí nos ocupan.

CUADRO IX

GRUPO DE MARCOFAN ("CAIXA"): SERIE DE CRISTALIZACION APROXIMADA

	<u>F.N.</u>	<u>F.H.</u>	<u>F.D.</u>
Cuarzo	XXXXXXXXXXXXXXXXX		
Ilmenita	xx		
Rutilo	x x x		
anatasa, etc.			
Casiterita	x x		
Wolframita	x x		
Arsenopirita	x xxx		
Pirita	x xxx		
Esfena		x	
Pirrotina		x	
Calcopirita		x	
Melibdenita (?) min. de Bi		x	
Marcasita		x	x
Calcosina		x	x
Covelina			x
Esccorodita			x
Limonita			x
Turmalina	x xxxxx		
Berile. etc.	x xx		
Mica blanca	XXXXXXXXXXXXX		
Apatito	x xxx x		
Granate	x x		
Clorita		x	
Min. arcillosos		x	x

F.N. = Fase pneumatolítica
 F.H. = " hidrotermal
 F.D. = " descendente

III. 3. b). Filones mineralizados.

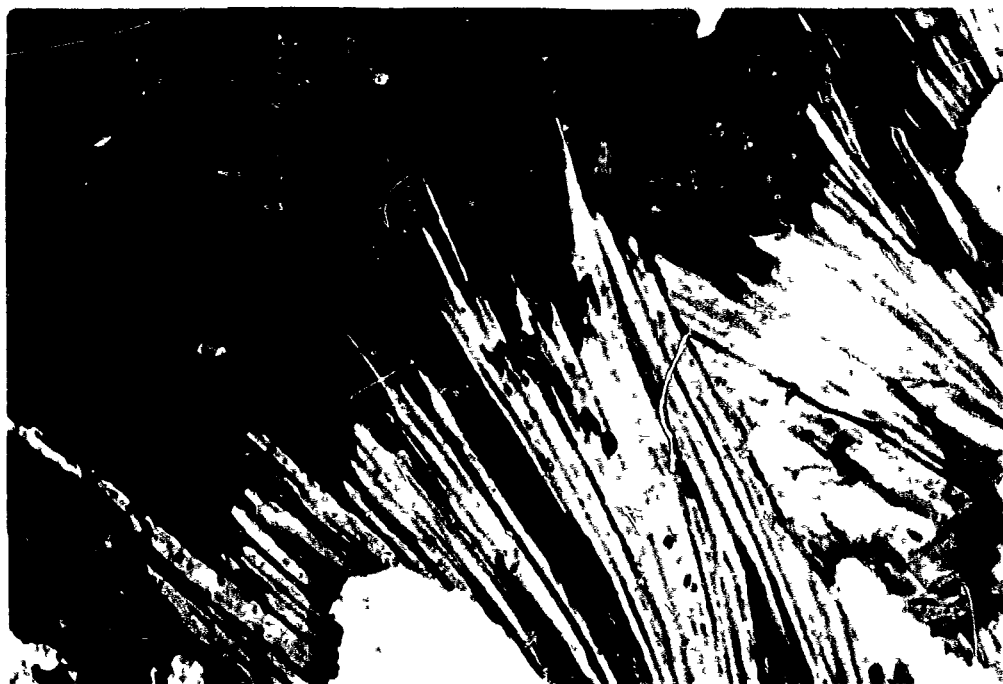
La mica blanca es aquí un acompañante prácticamente constante de la casiterita (figs. 61 y 62). Como en las minas descritas anteriormente (III.2), hay muscovita y micas litiníferas (fig. 76); sus relaciones con la mineralización son también las mismas, pero la casiterita se presenta aquí con mayor frecuencia, a pesar de la omnipresente cataclasis, - en grandes cristales idiomorfos y muy bien maclados que indican un origen neumatolítico (fig. 63). Igual que allí, el cuarzo es otro acompañante frecuente de la casiterita y puede ser anterior, simultáneo o posterior a ésta (fig. 64).

El apatito se ha encontrado bien en filones con mica blanca y cuarzo, bien en la roca de caja en forma de impregnación neumatolítica, casi exclusivamente en las zonas en que hay mineralización (de Sn o de W), aunque ésta puede presentarse sin aquél. Forma a veces, como en Nagros, - grandes cristales, que se distinguen a simple vista incrustados en los hastiales. En cuanto a su identificación y a sus relaciones con otros minerales, ha de tenerse en cuenta lo ya dicho (III. 2). Aunque no se ha encontrado en los filones en contacto directo con casiterita, sino que tiende a difundirse en la roca de caja, de la comparación con los otros minerales se deduce una cristalización aproximadamente simultánea de ambos.

La scheelita se presenta en vetas -acompañada por y con inclusiones de cuarzo, mica blanca y opacos- o como mineral secundario, sustituyendo a wolframita (fig. 65). Las venidas de scheelita parecen tardías, pues cortan zonas ya afectadas por neumatolisis, en las que se ha formado apatito, mica blanca, rutilo, etc.; no obstante, pueden cristalizar todavía posteriormente cuarzo y mica blanca residuales (fig. 66).

Los minerales primitivos pueden ser alterados por disoluciones posteriores -p. ej. la wolframita aparece sustituida por scheelita y por limonita; ésta contiene probablemente el hierro del mineral original, que podría haberse alterado p. ej. dando lugar a pirita y scheelita, como explica RANDOIR (1.969, p. 1.069)-, las cuales producen también impregnaciones de minerales hidrotermales, como clorita, cuya aparición en compañía de minerales propios de más elevadas temperaturas, v.gr., turmalina y

Fig. / 61



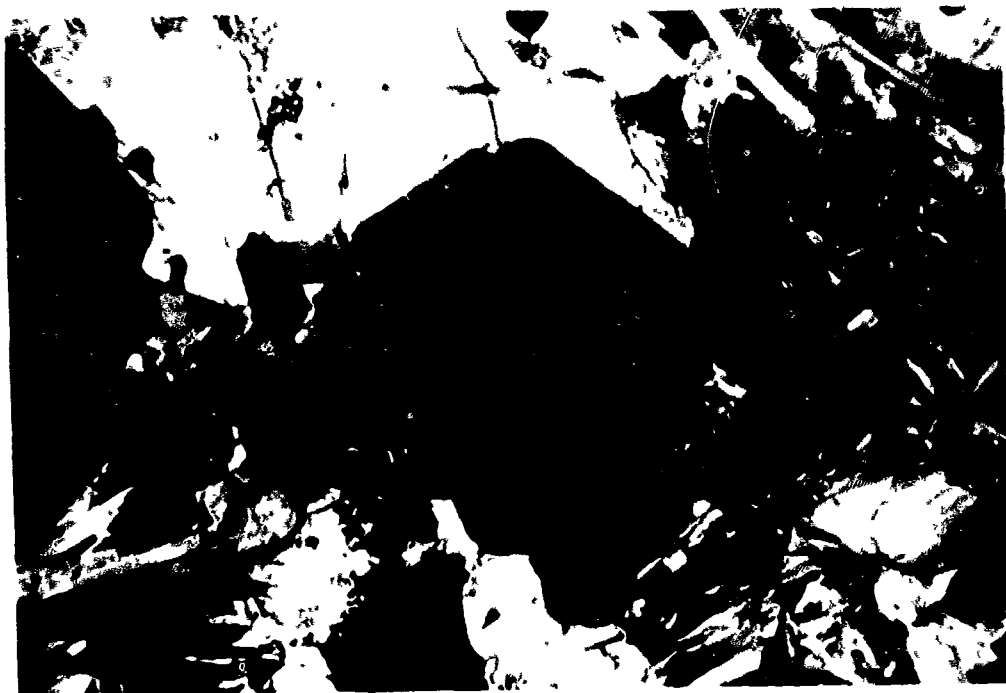
Casiterita y mica blanca, probablemente simultáneas
(x 40, N //; g . m. Marcofán).

Fig/ 62.



Casiterita, afectada por cataclasis y mica blanca, que
la cementa (x 40, N //, g. m. Marcofán).

Fig./ 63



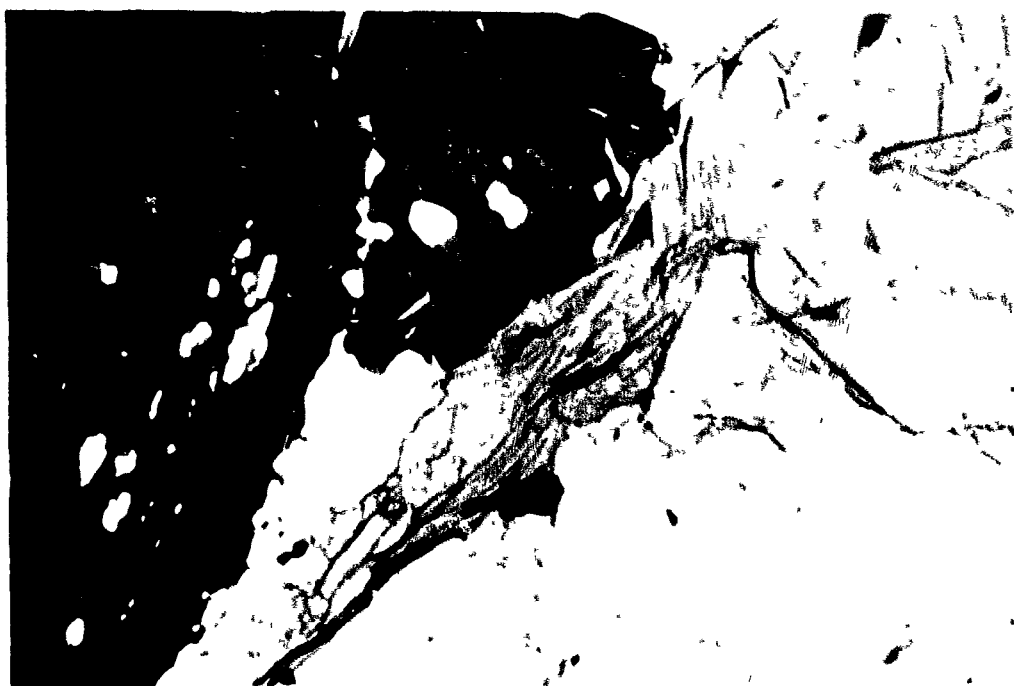
Filón de cuarzo con casiterita y mica blanca; en el centro, masa de casiterita de origen neumatolítico ("Visiergrauen" de los mineros sajones). (x 18 , N //; g. m. Marcofán).

Fig./ 64



Casiterita fracturada y posteriormente cementada por cuarzo en la misma muestra de la fig. 63 (x 29 , N //).

Fig/ 65.



Veta de cuarzo y mica blanca, con scheelita (gris) que sustituye a wolframita (negra) anterior (x47, N //, g. m. Marcofán).

Fig./ 66.



Scheelita parcialmente sustituida por mica blanca, posiblemente litinifera (x 90, N // ; g. m. Marcofán).

casiterita, (Fig. 67), resultaría sorprendente si no se tuviese en cuenta su origen posterior; también se forman en este período productos arcillosos y sulfuros. En general, la fase hidrotermal, aunque siempre subordinada, es aquí más importante que en Magros.

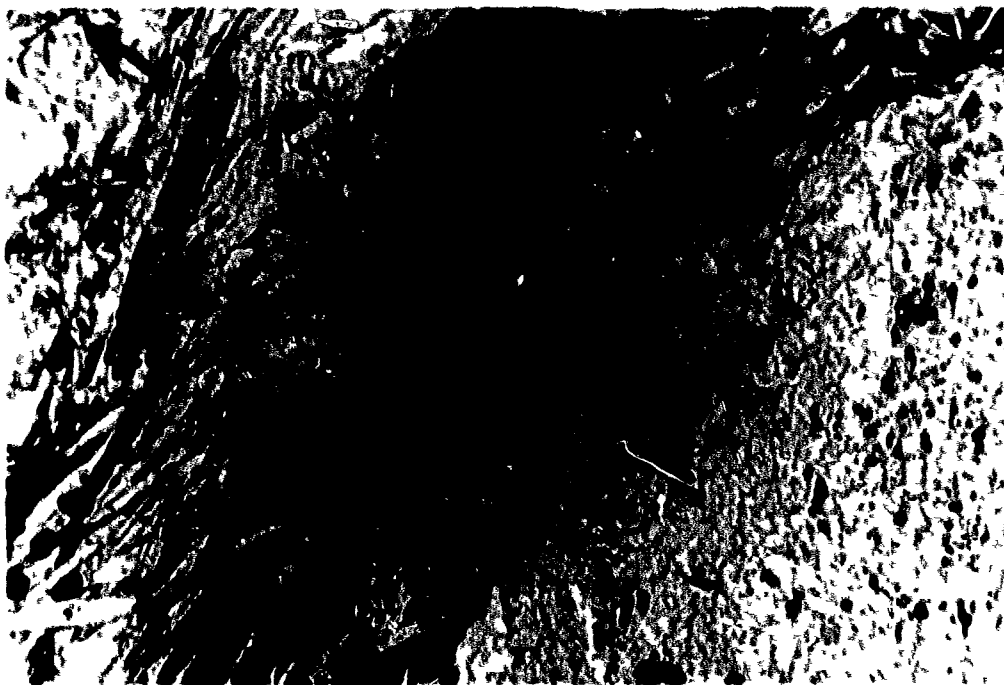
Los minerales de titanio son más abundantes en los filones — turmalíferos y en los de Mina Rubia que en los demás. Se han encontrado los mismos que en Magros — si bien sólo se ha visto ilmenita en "caja", — no en los filones normales — y además, en Mina Rubia, brookita (fig. 63); en esta mina no se ha visto ilmenita, pero es posible que se hubiese formado en principio y fuese luego alterada a rutilo, leucoceno, etc. que si se ven; la alteración también ha afectado a los grandes fenoblastos de granate, que sólo aquí hemos encontrado, hasta casi hacerlos desaparecer).

Resumiendo lo dicho con respecto a los minerales transparentes, la mineralización del cerro de Marcofán viene acompañada por cuarzo y mica blanca fundamentalmente, con apatito y berilo ocasionales; en las zonas — afectadas por fluidos de menor temperatura pueden aparecer clorita, productos arcillosos y/o sulfuros. La estructura de los filones (zonalidad) es como en el grupo de Magros y, como allí, la cataclasis es también intensa (se ven espejos de fallas en las minas). La turmalina, que es muy abundante, se presenta en filones o en la roca de caja — sustitución metamórfica o impregnación, fig. 67 — pero no parece relacionada directamente con la — mineralización

.....

Las observaciones que siguen se refieren al grupo más generalizado de los filones mineralizados — los de turmalina ya han sido descritos III. 3. a — de Marcofán, contando con lo ya dicho para el grupo de Magros (III. 2), por lo que sólo se insistirá en sus particularidades; en cuanto a los filones de Mina Rubia, se considera válido para ellos lo dicho en — (III. 2), aunque la cristalización de la wolframita parece aquí a veces más tardía (p. ej. posterior a la difusión de los minerales de titanio en la roca de caja, que aparece cortada por los filones que contienen wolframita), si bien por otra parte puede parecer simultánea a la mica blanca — filoniana (fig. 69).

Fig. 67.



Micaíta (roca de caja, g. m. Marcofán), sericitizada en parte -ángulo inf. derº.- en la que coexisten turmalina -impregnación pneumatolítica- y clorita -secundaria de - biotita-(x 90, N //).

Fig. 68



Roca de caja -de filón de casiterita, wolframita y esquelita (Mina Rubia, g. m. Marcofán)- impregnada de minerales de Ti (en la foto, blancos): agregado de brookita, con agn. orista lillo diminuto de esfena (más oscuro), en el centro y anatasa, a ambos lados (la de la derecha parece una sustitución pseudomorfica de ilmenita) (x 175, N X, inmersión).

Fig/ 69.



Wolframita (blanca, masiva) con mica blanca (en la foto se ve negra, con crucero); en la parte derecha de la fotografía aparece limonita secundaria (color blanco grisáceo), - que impregna o cementa los cristales de mica blanca (filón de fig. 68, x 175, N //, inmersión).

Fig./ 70

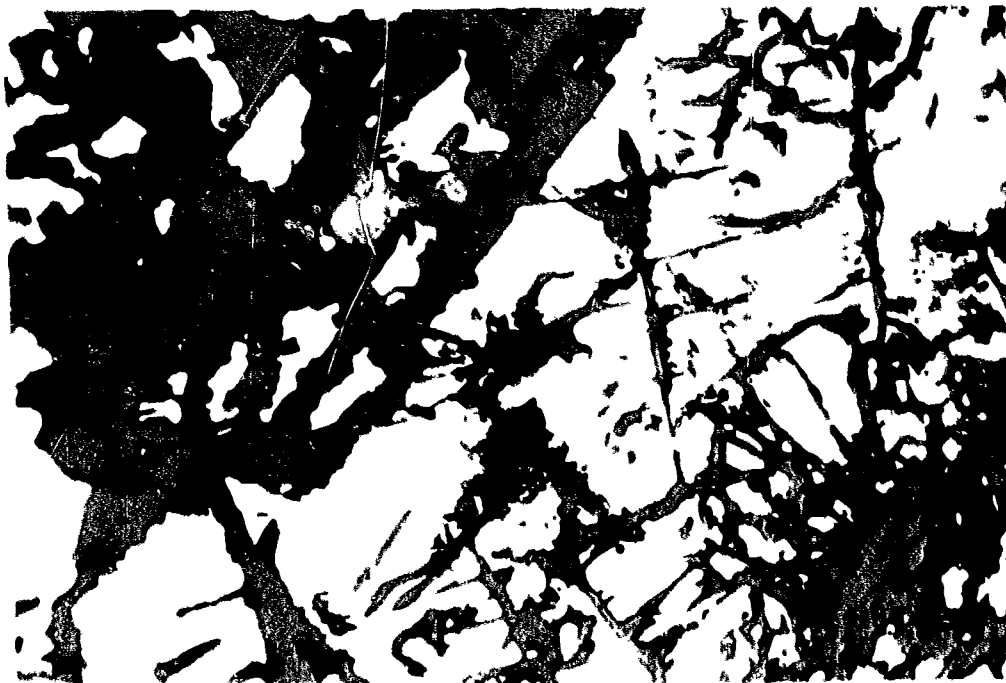


Contacto, apenas perceptible pero resaltado en parte por la alteración, de arsenopirita y pirita, que parecen haberse formado en equilibrio (x 175, N //, inmersión; muestra tomada en escombrera, g. m. Marcofán).

Acercas de las relaciones entre arsenopirita y pirita, cabe decir lo mismo que en III.2 (fig. 70). La alteración —así como la cataclasis— es aquí muy fuerte también y en la pirita puede dejar restos —que ponen de manifiesto las direcciones estructurales. (fig. 71). Las sustituciones por marcasita son también frecuentes, pero su interpretación, dudosa. En efecto, entre las inclusiones más frecuentes en pirita se cuenta la pirrotina, cuya forma indica a veces una cristalización —indudablemente intersticial (posterior), pero otras veces los bordes —parecen de reacción, es decir que cabe la posibilidad de que hubiese —cristalizado pirrotina anteriormente, siendo luego en parte substituida por pirita y, más tarde y con mayor intensidad, por marcasita, pues es sabido que la pirrotina es un mineral que puede cristalizar a altas temperaturas, que se vuelve inestable cuando la presión parcial de azufre —aumenta y que es mucho más sensible a la alteración que la pirita; en este caso, la marcasita, que se presenta sobre todo en masas incluídas en pirita o en bandas que la atraviesan, procedería en su mayor parte de la sustitución o alteración de pirrotina y no de pirita. Por ello se indican para la pirrotina en la secuencia de cristalización dos posibles —regiones, una de las cuales no es segura. La pirita es a veces claramente anisótropa.

La wolframita muestra rellenos intersticiales de pirita (fig. 72) y parece a veces haber sido substituida por el mismo mineral y alterada a limonita (como tal vez en la fig. 69), aparte de la ya mencionada —scheelita; igual que casiterita, se presenta también incluída en sulfuros. Aunque no se han encontrado relaciones claras entre casiterita y —wolframita, ésta parece en general simultánea o posterior a aquélla; la casiterita forma también en ocasiones cristales diminutos que aparecen acompañados por sulfuros tardíos, por lo que es posible que haya habido una segunda mineralización estannífera (sin interés económico), de carácter hidrotermal. A veces se encuentran restos cataclásticos de casiterita incluídos en masas de limonita; probablemente se trata de brechas —cementadas por sulfuros que luego se han alterado (como en la fig. 55).

Fig/ 71



Pirita (blanca) parcialmente alterada a limonita (gris); la alteración sigue preferentemente direcciones estructurales - de los cristales de pirita (X 225, N // ; escobabrera, g. m. Marcofán).

Fig/ 72.



Wolframita (gris), con cristalización intersticial de pirita (blanca). (x 90, N //; filón mineralizado, g. m. Marcofán).

CUADRO X

GRUPO MINERO DE MARCOFAN (FILONES MINERALIZADOS, EXCEPTO MINA RUBIA): SERIE DE CRISTALIZACION APROXIMADA

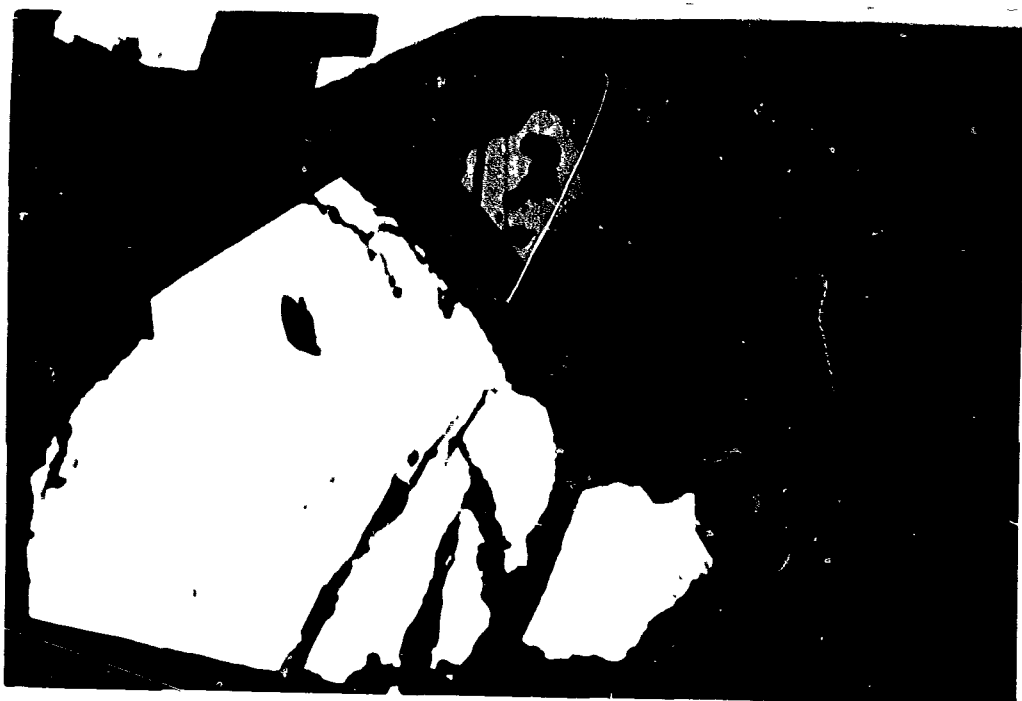
	<u>F.N.</u>	<u>F.N.</u>	<u>F.D.</u>
Casiterita	xxxxx x x x?		
Wolframita	xxxxx x x?		
Scheelita		xxxx	
Rutilo anatasa, etc.	x x x		
Arsenopirita	xxxxx x		
Pirita	xxx x xx		
Pirrotina			
Molibdenita (?) minerales de Bi	xx?	x	
Estannina		x	
Calcopirita		x	
Blenda		x	
Marcasita		x	x
Calcosina		x	x
Covelina			x
Escoorodita			x
Limonita			x
Mineral X			x

Como minerales intersticiales en pirita o en arsenopirita, - aparecen estammina, minerales de bismuto, molibdenita (?), calcopirita y la ya mencionada pirrotina; en ocasiones, también minerales de titanio - (fig. 75). Estos minerales pueden encontrarse también en forma de pequeños cristales dispersos, con marmatita (blenda ferrífera) a veces. Las relaciones de estammina con los demás minerales (estammina con inclusiones de blenda o depositada alrededor de otros) indican que es uno de los últimos sulfuros en cristalizar (fig. 73 y 74), aunque preceda a los secundarios marcasita, calcosina y covelina. Esta última es, al menos en parte, descendente (asociada a limonita), como lo son escorodita (fig. 75), limonita y el ya citado (II.3.e) mineral X (fig. 76).

Pirita, calcopirita y pirrotina -estas últimas rellenoando un mismo intersticio en la primera- pueden aparecer juntas. Por desgracia, son demasiado escasas y aleatorias estas asociaciones, para que puedan deducirse conclusiones sobre sus condiciones termodinámicas de formación, aunque en el sistema ternario Cu-Fe-S la coexistencia de los tres minerales citados sólo se produce a temperaturas inferiores a los 300° C, en que cubanita deja de ser estable en presencia de pirita. (BARTON y SKINNER, en BARNES, 1.967, fig. 7.12, p. 301). A pesar de todo, estas condiciones corresponden a las alteraciones póstumas -entre las ascendentes- observadas en la roca de caja -ya hemos visto, p. ej., cómo la clorita se superponía a la turmalina-y, por corresponder a un período hidrotermal, están de acuerdo con la relativa abundancia de sulfuros en las minas de Marcofán.

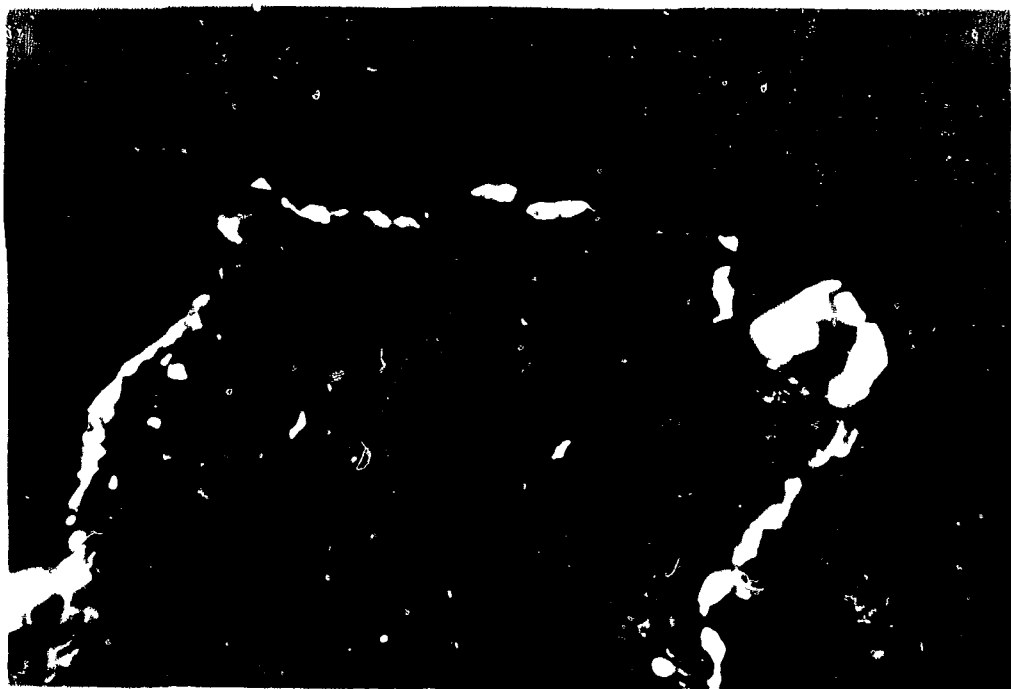
La serie de cristalización supuesta -basándose en todas estas observaciones- para casiterita, scheelita, minerales opacos y semi-opacos (rutilo, etc.) se representa a continuación en el cuadro X. Entre los minerales transparentes, se observan aproximadamente las mismas relaciones que en el grupo de Magros (III.2), por lo que se considera válido para ellos la serie allí expuesta (cuadro VIII).

Fig/ 73.



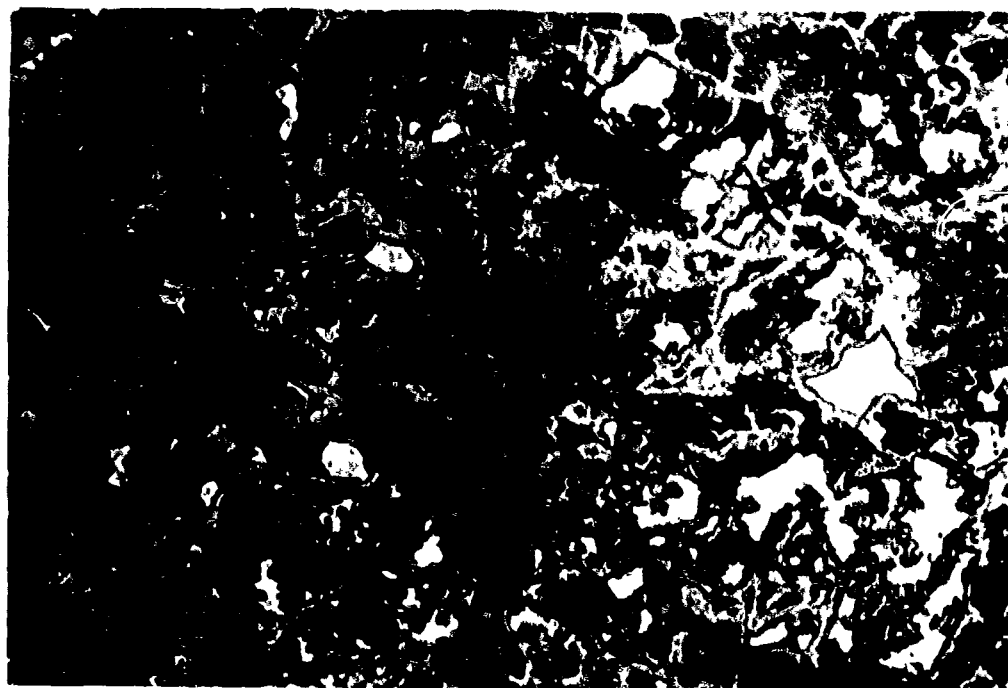
Filón de cuarzo con arsenopirita (blanca) y estamina (gris claro); ésta tiene una inclusión (más oscura) de blenda - (x 175, N //, inmersión, g.m. Marcofán).

Fig/ 74.



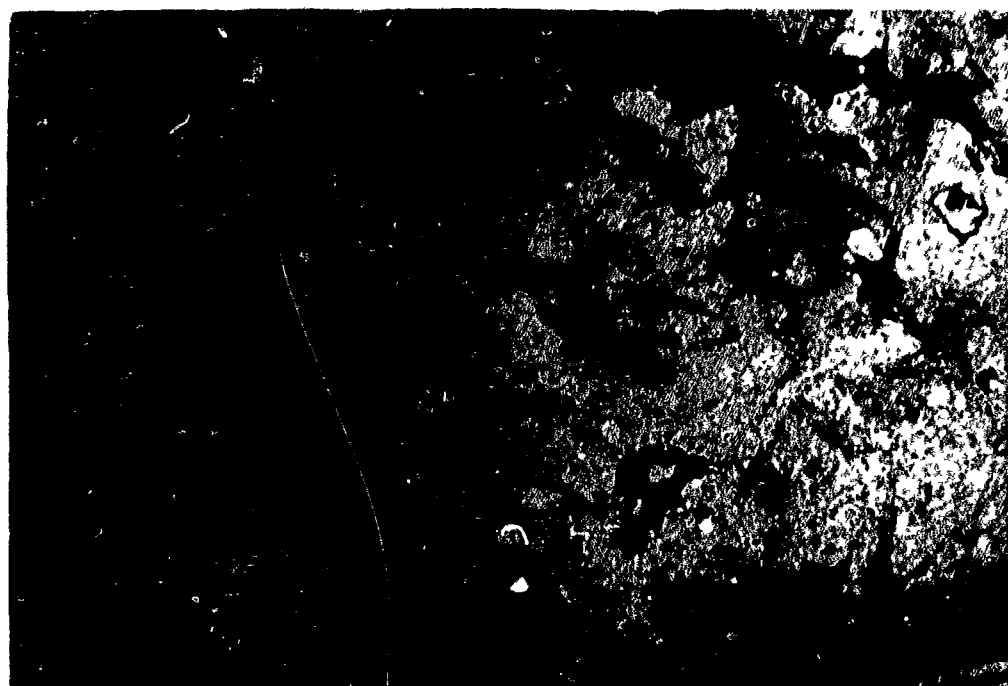
Estamina (blanca) depositada alrededor de un agregado de malachita (oscura) en filón de cuarzo (x 175, N //, - inmersión; g. m. Marcofán).

Fig/ 75.



Arsenopirita (negra) en diversas etapas de su alteración a esorodita (clara, relieve alto), con cuarzo (blanco, limpio) y anatasa (en el centro, oscuro, relieve alto) intersticiales. Muestra tomada de una veta de arsenopirita y cuarzo - que corta a filón de turmalina ("caixa"), cerca de la cumbre del cerro de Marcoofán (x 40, N //).

Fig/ 76.



Impregnaciones de mineral X (oscuro, relieve alto) en matriz - de mica litífera filoniana, cuyas diferencias de tono es posible se deban a distintos contenidos de potasio, puesto de - manifiesto por el teñido (x 40, N //, borde de filón mineralizado, Mina Rubia, grupo minero de Marcoofán).

III. 3.e) Zona de Muradas y otras.

La mineralización que se ha explotado en el pueblo de Muradas y sus alrededores (contacto NW. del granito, pl. nº3) no se ha podido estudiar por su inaccesibilidad, pero probablemente se trata de una impregnación del granito, que aparece muy alterado ("barros"). En los esquistos próximos al contacto se produce silicificación, destrucción de la esquistosidad, impregnación con productos arcillosos, etc., que no parecen muy intensas. Los efectos tectónicos, en cambio, sí son intensos.

Quefan, por fin, las dos zonas de labores situadas al N. de la zona de Marcofán, en las cuales -así como en las rocas próximas- se han tomado muestras. Estas labores, cuya importancia parece mucho menor que la de las ya descritas, están situadas al SSW. de Ventelas y al SE de Lebozán y las distinguiremos refiriéndonos a su posición geográfica: "labores S" y "Labores N", respectivamente. (v. pl. geol.).

Labores N.- La zona parece muy silicificada, con abundantes filones y lentejones de cuarzo, que destacan en el monte y en los que a veces se encuentra arsenopirita. Existe una pequeña galería, hecha con el fin de explotar una supuesta mineralización estannífera, pero en las muestras tomadas sólo se han visto cantidades mínimas de este mineral, pues predominan los sulfuros (arsenopirita fundamentalmente, con cristalización intersticial de estannina y molibdonita), junto con esoorodita y limonita secundarias. La posible casitorita aparece también en forma de relleno intersticial en arsenopirita, lo que hace pensar en una mineralización de baja temperatura (hidrotermal), sin que haya indicios claros de mayor riqueza de estaño. A pesar de ello, los efectos metasomáticos en las rocas vecinas son relativamente intensos: silicificación, lixiviación de la biotita y sustitución de la misma por olorita, sericitización y metasomatismo de minerales arcillosos, lo que tiende a borrar la esquistosidad y a alterar los feldespatos, aparición de vetas rellenas de material cuarzo-feldespático (feldespato, transformado en productos arcillosos luego), aparición de minerales de Ti (rutilo sobre todo) secundarios, etc. fenómenos que indican también, en general, bajas temperaturas, por sus efectos retrógrados y que pueden considerarse dentro del dominio hidrotermal. La ausencia o enorme escasez de turmalina confirma esta suposición. En el cuadro X I se resume su serie de cristalización aproximada.

Labores S.- Sólo se dispone de algunas calcoatas. Los filones de cuarzo no son tan abundantes como en las labores N; aparecen -- también sulfuros, pero la casiterita sólo se descubre en el estudio microscópico y en forma de cristallitos diminutos, por lo que no siempre es segura.

La arsenopirita es, como antes, el mineral fundamental, en el cual aparecen, cuando es masivo, pirita --esta puede contener, a su vez, calcopirita, rutilo, marcasita y covelina-, marcasita, rutilo y pirrotina, intersticiales y, por tanto, posteriores. Arsenopirita y pirita también aparecen formando granos sueltos --la segunda puede formar -- además impregnaciones y también cenefas alrededor de la primera, lo que indica que es posterior-, así como marcasita, rutilo, casiterita, esfena, blenda (?). La arsenopirita puede mostrar inclusiones ocasionales de mica blanca y estar asociada a scheelita, que parece algo posterior; otras veces aparece acompañada de calcosina y covelina, alterada a escorodita, etc.

Las transformaciones de la roca de caja son las mismas que -- en la zona de las labores Norte, salvo la aparición aquí de turmalina y apatito y la alteración de biotita a turmalina, (en vez de clorita) en -- algunos casos; es decir que se ven minerales de mayor temperatura.

En conclusión, puede decirse, por tanto, que los fluidos que han causado estas acciones estaban al principio a mayor temperatura que -- los del caso anterior: probablemente se trataba aquí de fluidos neumatolíticos, que han ido enfriándose hasta llegar al dominio hidrotermal.

La serie de cristalización aproximada se resume a continuación en el cuadro. XII.

CUADRO XI

**GRUPO MINERO DE MARCOFAN (LABORES N) SERIE DE CRISTALIZACION
APROXIMADA**

	<u>F.N.</u>	<u>F.H.</u>	<u>F.D.</u>
Cuarzo	xxxxxxxxxxxxxx		
Sericita	xx	x	
Feld. potásico		x	xx
Clorita		xx	
Arsenopirita		xx	
Casiterita (?)		x	
Molibdenita		x	
Estannina		x	
Blenda (?)		x	
Rutilo		x	
Min. arcillosos		x	x
Escorodita			xx
Limonita			xx

(F.N., F. H., F.D. / Fases pneumatolítica,
hidrotermal y descendente, respectivamente)

III. 4) Otras zonas.

A continuación se describen, ya sea minas de importancia menor —excepto los aluviones del río Doade, que son la única explotación en actividad actualmente, pero que quedan ya prácticamente fuera del — área investigada—, alejadas del granito de Beariz, ya sea zonas que parecen de interés para su prospección minera. Para la localización de las mismas, v. el pl. geológico o, dado el caso, el que se indique en el lugar respectivo.

Mina de Amarante (al SE. de Cardelle).

Las muestras han sido tomadas en la escombrera, por no haberse podido acceder a la mineralización. Las rocas de la zona muestran, como siempre, cataclasis y acciones neumatolítico-metasomáticas —turmalinización, silicificación, etc.— y en las contiguas a las labores aparecen filones con cuarzo, mica blanca, berilo y turmalina. Los opacos son escasos. Según el antiguo fundidor de estaño de Beariz, la casiterita de esta mina era de muy buena calidad.

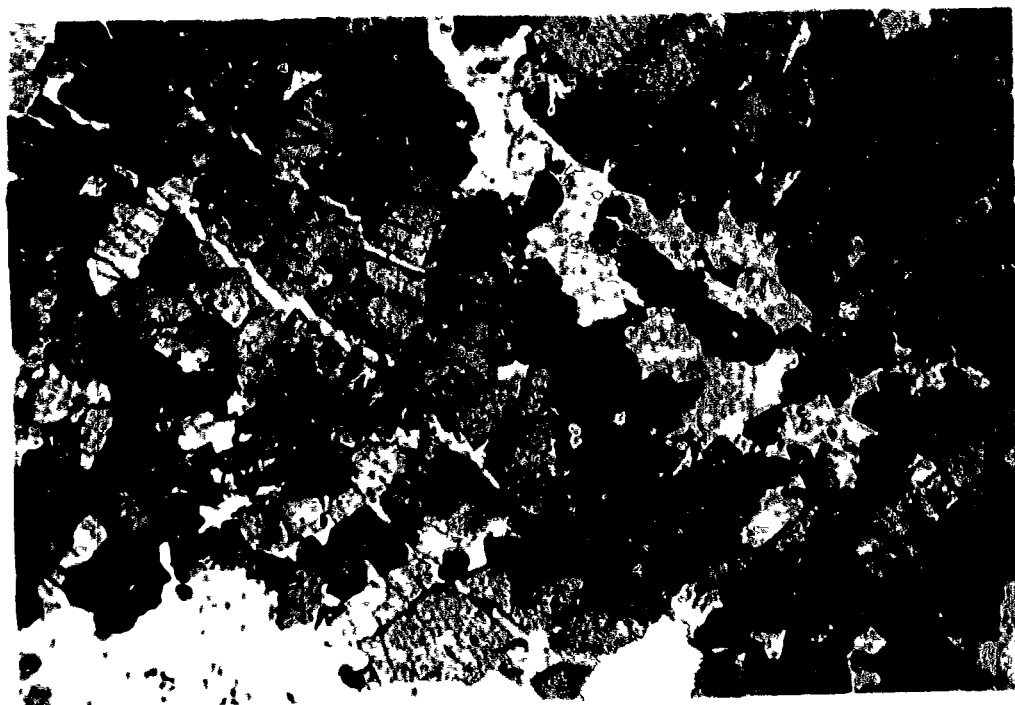
Mina de Villarifo (al NW del pueblo).

En cuanto a la toma de muestras, sucede aquí lo mismo que en la mina anterior. Las rocas contiguas muestran efectos de contacto (vitrificación en zonas próximas a filones o diques, desorden en la esquistosidad, crecimiento de fenoblastos en cualquier dirección, formación de granate, etc) y neumatolítico-metasomáticos (silicificación, turmalinización, lixiviación de la biotita, etc.), así como deformaciones y cataclasis. Hay filones de cuarzo y turmalina, con rutilo, apatito, mica blanca, etc., en los que la turmalina aparece atravesada por fracturas rellenas de cuarzo (fig. 77), corroída por cuarzo y rutilo, etc. Otras veces puede ser sustituida —parcialmente— por apatito, aunque también pueden tener inclusiones del mismo. La mica blanca (probablemente litífera en gran parte) es un acompañante continuo de estos minerales. Aparece también circon, formando inclusiones con halos radiativos en turmalina.

CUADRO XII**GRUPO MINERO DE MARCOFAN (LABORES S): SERIE DE CRISTALIZACION
APROXIMADA**

	<u>F.N.</u>	<u>F.H.</u>	<u>F.D.</u>
 Cuarzo	xxxxxxxxxxxxxxxxxxx		
 Turmalina	xxxx		
 Apatito	x xx		
 Nica blanca	xxxxxxx		
 Casiterita (?)	x		
 Rutilo	x		
 Esfena	x		
 Molibdenita	x		
 Arsenopirita	xxxxxxx		
 Scheelita	x x x		
 Pirita	x		
 Calcopirita	x		
 Blenda (?)	x		
 Feldespato	x x		
 Clorita	x		
 Marcasita		x	x
 Calcosina		x	x
 Covelina			x
 Escorodita			x
 Min. arcillosos			x

(F.N., F.H., F. D.: Fases pneumatolítica, hidro
termal y descendente respectivamente).



Fig/ 77.

Roca de cuarzo y turmalina con rutilo, el cual aparece en un grano rodando de cuarzo (parte deha.); los granos de turmalina están cortados por vetillas de cuarzo - posteriores (x 50, N //; muestra tomada en la escanbre-T ra de la mina de Villariño).

A partir de las observaciones microscópicas se ha construido el cuadro X'' para mostrar su serie de cristalización, en la que, por desgracia, no figura la mineralización por falta de datos.

Por su situación, hay que relacionar esta mina más bien con el granito que aflora unos Km. al W. (fuera del área estudiada), - el cual da lugar a una banda pegmatítica mineralizada (v.I.2.a), que - ha sido estudiada por HENSEN (1.967). Por desgracia no hemos podido - encontrar en la escombrera muestras mineralizadas con casiterita.

Aluviones del río Dado.-

Se han examinado brevemente algunas muestras (concentradas en los mismos), observándose cristales detríticos de casiterita, wolframita, magnetita, ilmenita, anatasa, rutilo, esfena, granate, turmalina, micas, circon, etc. De la prospección y evaluación de este tipo de yacimientos se ha ocupado AZCARATE (1.972).

Apófisis granítica al S. de Beariz.-

Como ya se ha visto en Petrografía, el granito presenta - aquí una facies marginal, con granos de sulfuros dispersos en ocasiones. Los contactos son frecuentemente tectónicos (fig. 48) y en sus proximidades hay filones de cuarzo con sulfuros (fig. 35). Los efectos de contacto son los normales, destacando la turmalinización y la formación de granate y apatito (II.3.o).

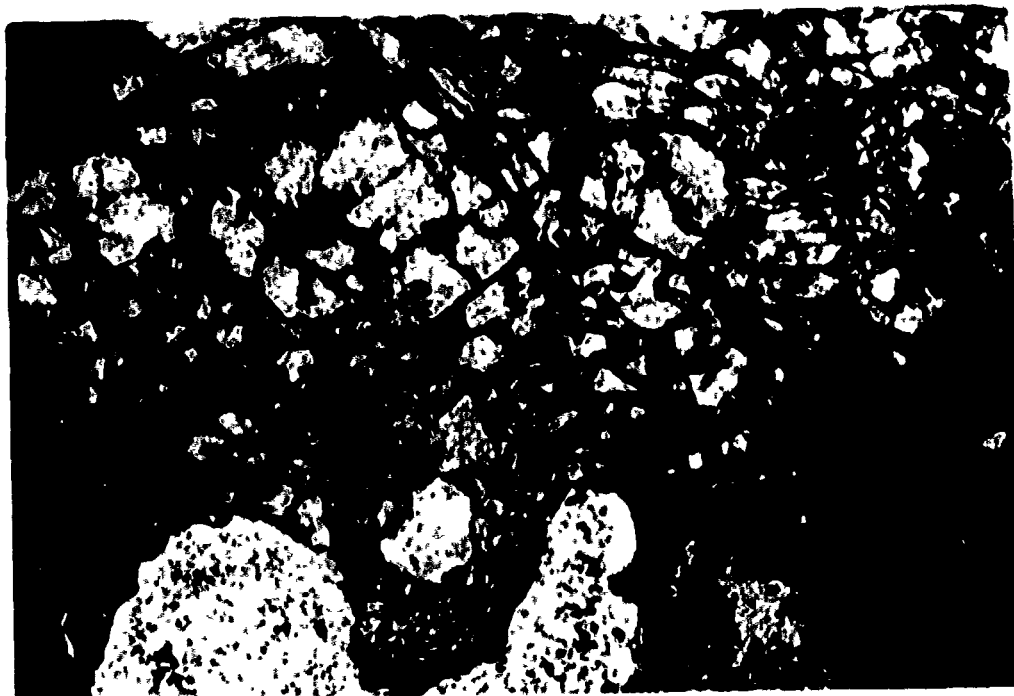
En los filones, la cristalización de los sulfuros ha sido - precedida por la de cuarzo, mica blanca y apatito (II.3.b.3) y por la - formación de pequeños cristales de ilmenita, wolframita y casiterita (?), aunque estos períodos pueden solaparse. El más abundante de todos, - - excepto el cuarzo, es arsenopirita, que está bastante alterada a escorodita y tiene inclusiones de wolframita e ilmenita (fig. 78). Casi toda la ilmenita se ha alterado a rutilo y anatasa; éstos se forman además como minerales primarios alrededor de arsenopirita, es decir, posteriormente a ésta; otros sulfuros, que aparecen en cantidades subordinadas, son pirita, molibdenita y marcasita, que parecen también todos posteriores. Como mineral descendente abunda la limonita. Algunas vetillas - -

aparecen rellenas de rutilo, clorita, etc.

Hay algunos granos que no han podido identificarse con seguridad; entre ellos es posible que se encuentre casiterita.

Aunque no hay datos concluyentes para determinar la temperatura, consideramos esta paragénesis, en principio, como neumatolítico-hidrotérmica, puesto que aparecen minerales de ambos períodos.

Fig/ 78.



Arsenopirita (ángulo inf. dchº) parcialmente alterada a escorodita; ésta llega a formar una especie de matriz que incluye los otros minerales. Alteración parcial de biotita (ángulo inf. izqdº), que aparece decolorada y de albita; otros componentes son cuarzo y muscovita (x 62, N //; filón de cuarzo y arsenopirita de la fig. 35).

C U A D R O X I I I

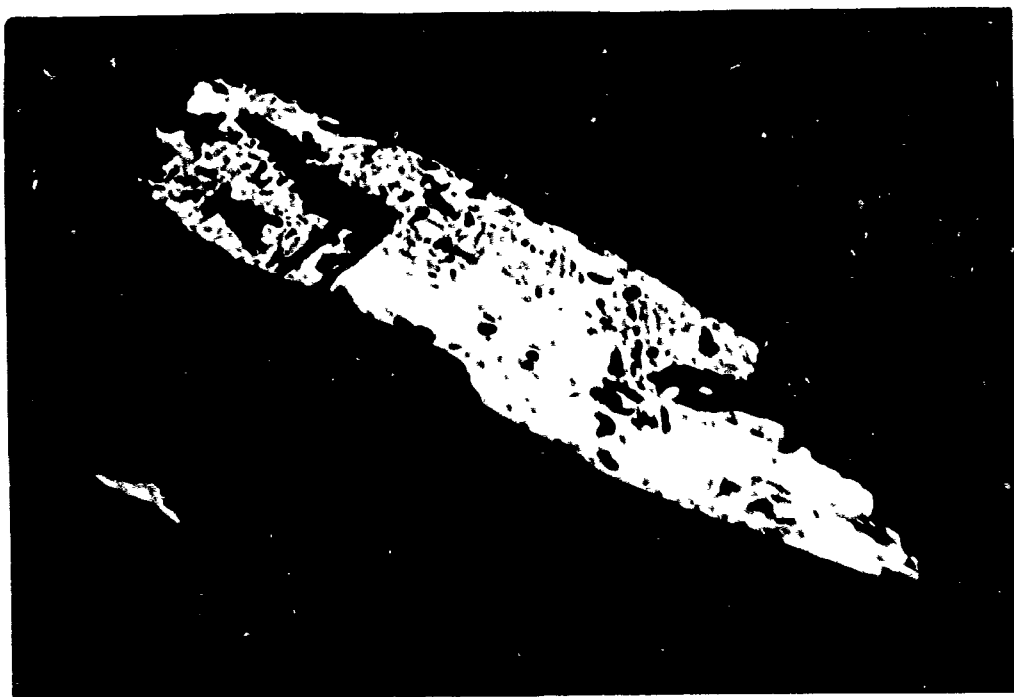
MINA DE VILLARINO: SERIE DE CRISTALIZACION APROXIMADA

Cuarzo	XXXXXXXXXXXX
Turmalina	XXXX
Mica blanca	XXXXXXXX
Apatito	X X
Rutilo	X X
Clorita	X
Min. arcillosos	X

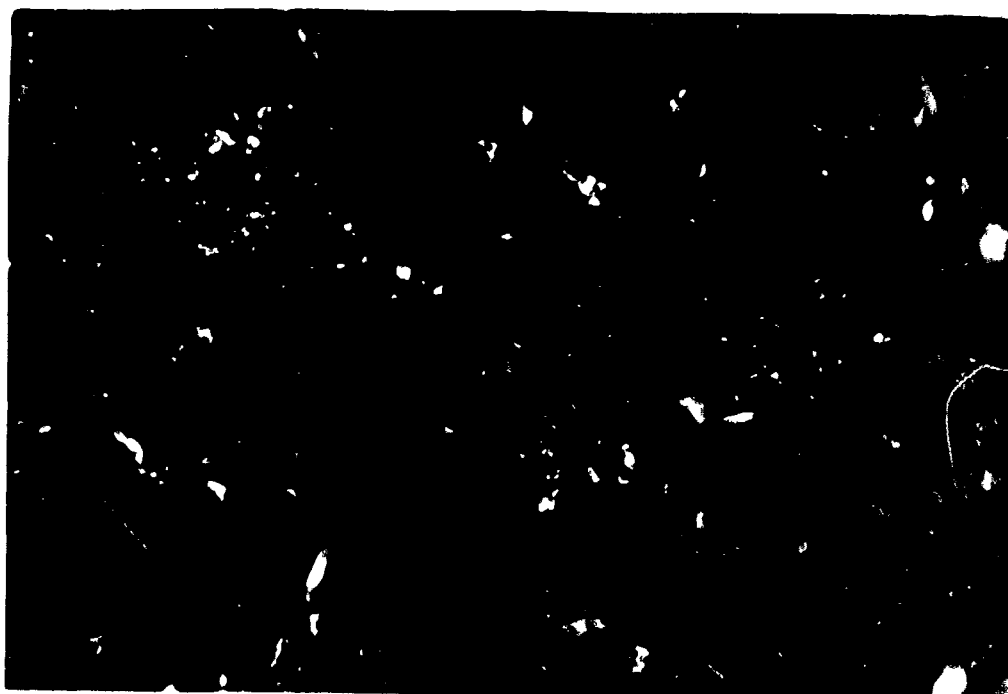
Hay otras zonas de interés por su petrografía -pero sin filones mineralizados-, que ya se han descrito (II.3.c.2).

En cuanto a las zonas I y II (II.3.e), hemos de añadir que la ilmenita se presenta a veces en cristales que llegan a medir uno o dos mm., tabulares, con terminaciones ganchudas a veces, maclados y frecuentemente alterados a rutilo, anatasa, etc., según direcciones que ponen de manifiesto su estructura trigonal - (fig. 79). Pueden tener unas inclusiones diminutas de calcopirita. Las rocas pueden aparecer impregnadas de limonita descendente, que rellena fracturas o cavidades y que ha cristalizado también entre las micas, haciendo resaltar la esquistosidad. Los minerales restantes han sido ya descritos (v. II.3.a.1, sobre todo el último párrafo y II.3.e).

Fig./ 79 a.



Fig/79 b.



Sustitución parcial de ilmenita por rutilo, siguiendo preferentemente direcciones estructurales ($\times 175$, inmersión; a) $\parallel \sqrt{}$; b) $\perp X$, obsérvense las reflexiones internas del rutilo; se trata de la misma muestra que la de las figs. 26 y 28).

III.5). Conclusiones. Prospección

La mineralización -sobre todo casiterita, con wolframita -- subordinada-- se presenta, en los casos más típicos, en filones de cuarzo con mica blanca -muscovita, micas litíferas-, apatito, berilo; ha sido precedida por un proceso metamórfico de turmalinización de la roca de caja, al que frecuentemente se añaden la formación de filones de turmalina, silicificación, disseminaciones de ilmenita, casiterita, wolframita -("metal de las agujas"), pirritización de la roca de caja, etc. A los citados minerales filonianos, típicamente neumatolíticos en su mayoría, -- siguen shoehelita, sulfuros -algunos de los cuales, como arsenopirita, -- pueden haber empezado ya antes a cristalizar-- y, finalmente, clorita y -- productos arcillosos; éstos -unidos casi siempre a cuarzo y mica blanca-- predominan francamente, una vez alcanzado el período hidrotermal.

La cristalización de los minerales filonianos va frecuentemente acompañada de metasomatismo, de modo que cada uno de estos minerales -- puede sustituir a los anteriores o formarse metasomáticamente en la roca de caja -previamente turmalinizada-, originándose una zonación en los filones (del centro a los hastiales se suceden cuarzo, mica blanca bien cristalizada, mineralizada o no, y sericita; a veces, también clorita y -- productos arcillosos).

Puede concluirse, por tanto, que la mineralización más importante en las minas relacionadas con el granito de Beariz es neumatolítica; la fase de transición neumatolítico-hidrotermal, caracterizada por la aparición de shoehelita, es todavía productiva, pero el período hidrotermal, en que predomina la formación de sulfuros, es en general estéril, si bien pueden cristalizar aún shoehelita y pequeñas cantidades de casiterita y -- wolframita.

En las explotaciones, menos importantes, alejadas del granito de Beariz no se ha podido acceder a la mineralización; sin embargo, las -- observaciones realizadas inclinan a pensar que el carácter de la misma -- es parecido.

Los aluviones del río Doade proceden probablemente del desmantelamiento de la corrida de pegmatitas mineralizadas situada al W. del -- área investigada.

Prospección.-

Es de destacar que la mayor parte de las minas -si no todas- contienen todavía reservas sin explotar, pero no se puede averiguar la -cuantía de las mismas sin recurrir a labores de exploración, sondeos, -etc. y al descombrado de numerosas galerías, que están obstruidas. Por desgracia, toda actividad minera ha cesado en esta zona desde hace algunos años, con la excepción de los aluviones del río Doade.

Entre los filones mineralizados que se conocen, predominan -los de dirección aproximada E-W, que es la de tensión (ao) de la segunda fase tectónica, principal causante de la fracturación. Si se buscan más filones mineralizados, conviene dar prioridad, por tanto, a dicha dirección. Ha habido tectónica contemporánea de la mineralización, pero también anterior y posterior a la misma.

Prescindiendo de las minas y labores conocidas y de los aluviones del río Doade, pueden tener interés minero, dentro del área estudiada, las zonas siguientes (fig. 80):

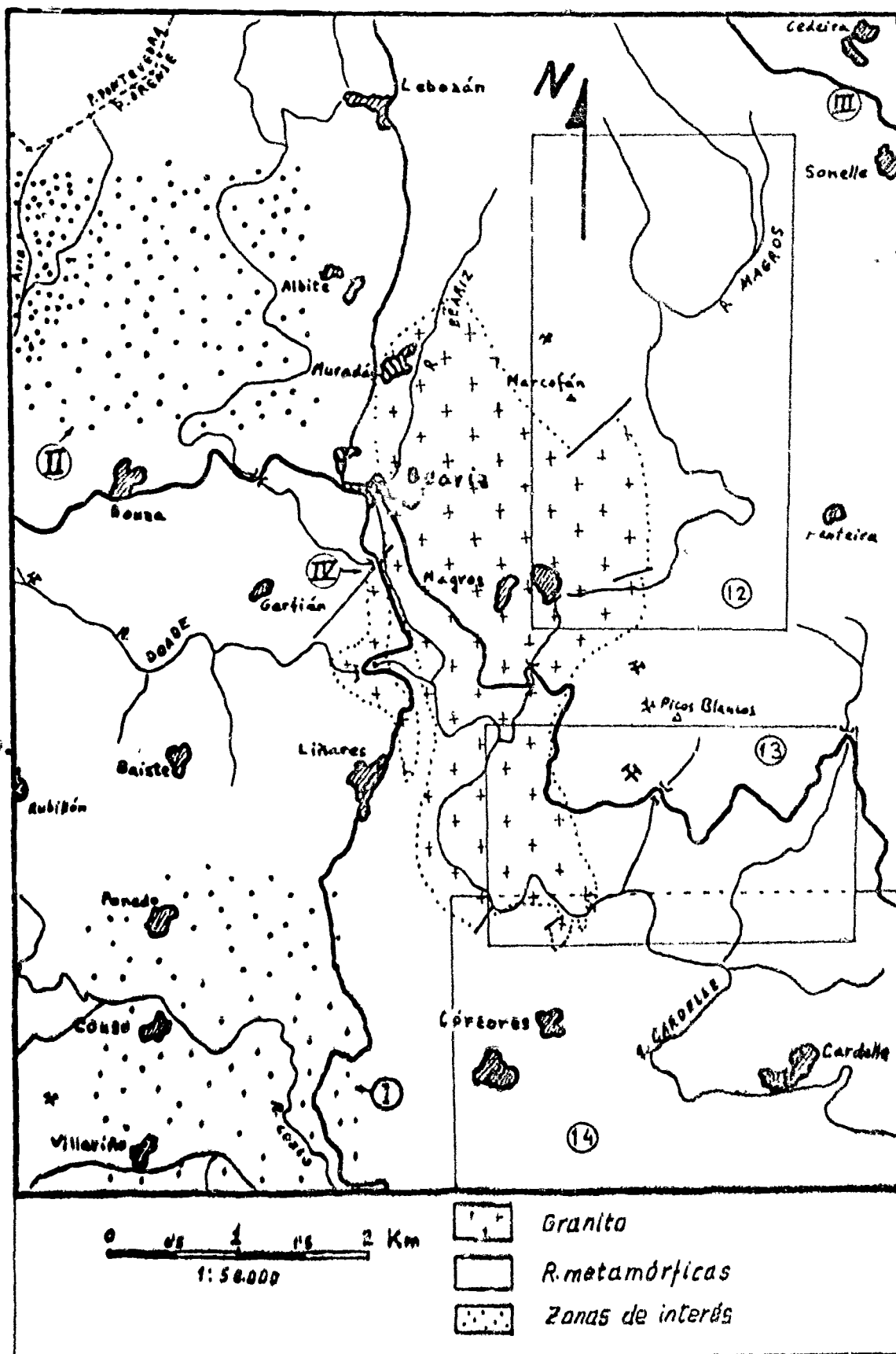
-Zonas I y II (v. II.3.e)

-Zona III: se han visto (en una sola muestra) diseminación -de turmalina y desórdenes en la textura; su interés no puede afirmarse -sin un reconocimiento de campo y un muestreo más detallados.

-Zona IV (apófisis granítica al S. de Beariz): hay fracturación en la zona de borde del granito, con fallas rumbo-deslizantes que dan lugar a la formación de unas fracturas de tensión especiales rellenas de material granítico y sobre todo de cuarzo (v. II.4.d). Con estos filones de cuarzo aparecen a veces vetas rellenas de sulfuros con ilmenita, indicios de cassiterita (?), wolframita, etc. además de mica blanca y apatito (III.4).

Las dos primeras zonas (y la III, si una observación más detallada confirmase los escasos indicios encontrados, cosa que no resultaría muy sorprendente, puesto que más al N. se han explotado ricas mineralizaciones) podrían ser efecto de una cúpula granítica oculta, en el supuesto de un basamento granítico subyacente, que no sería sino una prolongación -del batolito que aflora al W., el cual es similar al granito (de dos micas) de Beariz y, como éste, ha dado lugar a yacimientos estanníferos.

Fig./80.



Plano geológico simplificado de la zona de Bormia, en indicación de áreas -I a IV- de posible interés para futuras prospecciones; los rectángulos marcados con los n.º 12, 13 y 14 muestran la posición de las respectivas Figs. (Escala 1: 50.000).

Esta hipótesis podría comprobarse con la ayuda de investigaciones geofísicas y geoquímicas y le confiere especial interés económico el hecho de que los yacimientos primarios estannio-wolframíticos suelen estar ligados a tales cúpulas -v., p. ej.: HOSKING (1.967), LUGOW (1.968), MOUSSU (1.962), TISCHENDORF (1.968 y 1.969), VARLAMOFF (1.948 y 1.950)-, visibles u ocultas. Con este fin se ha aplicado ya la prospección geofísica en otras zonas estanníferas, especialmente los métodos gravimétricos. Así, por ejemplo BAUMANN (1.970) publica la "cartografía" en profundidad del plutón granítico del Erzgebirge, según "isobatas" establecidas por medio de mediciones gravimétricas; en el mismo plutón se han utilizado con éxito, según el mismo autor, métodos gravimétricos y geoquímicos para el descubrimiento de áreas prometedoras. HOSKING (1.965) da también diversos ejemplos acerca de los métodos empleados en diferentes yacimientos. AUBERT (XXIII Int. Geol. CONGR.), investigando por métodos geoquímicos los yacimientos de Montebraz y de Echassières (Macizo Central francés), no sólo ha encontrado una correspondencia entre la extensión de las aureolas de dispersión de los principales elementos y la importancia de la mineralización, sino que además propone -y aplica- dichos métodos para la detección de cúpulas ocultas.

En la literatura geológica no escasean ejemplos de dichas cúpulas graníticas ocultas, muchas de las cuales están relacionadas con yacimientos estanníferos (p. ej. BAUMANN, 1.970, en el Erzgebirge; HOSKING, 1.965, en Cornwall y Malaya; CONDE et al., 1.971 en Portugal). Es más, FRISCH (1.971) llega a la conclusión de que no sólo Ruanda, sino también otras regiones limítrofes están situadas sobre un gran batolito granítico subyacente, en algunas de cuyas cúpulas se han localizado mineralizaciones pegmatítico-neumatolíticas de Nb-Ta-Sn-W: vemos que aquí se extiende el mismo fenómeno al orden de dimensiones del centenar de Km.

Este último autor concluye (p. 599): "Puesto que los yacimientos de la paragénesis Sn-W están ligado a cúpulas graníticas, se considera de interés un conocimiento de las estructuras graníticas en profundidad.

Como primer paso para ello sería muy oportuna una investigación geofísica del granito subyacente. Lo más adecuado aquí sería una investigación gravimétrica, con cuya ayuda se podría obtener, sin mucho gasto, un plano estructural del basamento granítico. De esta manera pueden

reconocerse, con la mayor probabilidad, cúpulas graníticas ocultas.

Partiendo de la investigación gravimétrica, puede obtenerse todavía una mayor exactitud -en caso de que interese- si se añaden medidas sísmicas, aplicando métodos de refracción, para pequeñas profundidades del basamento granítico (hasta un máximo de algunos cientos de metros) y métodos de reflexión, para profundidades mayores.

De la investigación geofísica pueden resultar zonas de esperanza minera, las cuales eventualmente podrían reconocerse por sondeos -situados exactamente sobre las partes más altas de las cúpulas graníticas y de sus techos.

Sin embargo, en nuestro caso, como punto de partida anterior a la aplicación de los métodos mencionados, es recomendable un reconocimiento del terreno y estudio petrográfico detallados, que permitiesen conocer lo más exactamente posible el carácter y extensión de las anomalías, pues hasta ahora nos hemos limitado a movernos en los límites de un estudio general de todo el área.

Lo mismo cabe decir de la zona IV, en la que el examen de superficie ha de ser especialmente cuidadoso, dado que afloran tanto los filones como el granito. Hay que tener en cuenta, además, que las fracturas de tensión que predominan aquí -transformadas en "Fiederspalten"- son de tipo diferente de las normales -ac- en el área de Beariz, por lo que no pueden aplicarse a dicha zona IV indiscriminadamente los resultados del estudio tectónico arriba propuestos; hay que observar antes en el campo -las direcciones preferentes y la disposición espacial de la fracturación en este caso concreto.

Como se ha visto (II.1.o), la intrusión granítica puede dar lugar a fracturas de tensión de dirección NNW-SSE (fig. 15); dichas fracturas están mineralizadas en el caso de la corrida pegmatítica situada al W. del área investigada. Esto ha de tenerse en cuenta, si se llega a hacer sondeos, sobre todo en las zonas I y II, cercanas al plutón granítico del que proceden las pegmatitas mencionadas. Aun las escasas fracturas N-S que aparecen mineralizadas en los grupos de Magros y Marcofán, es posible que sean consecuencias mecánicas de la intrusión ígnea. Los efectos de la misma no han de confundirse con los de la tectónica regional, cuyas direcciones de tensión predominantes son aproximadamente E-W.

IV.- C O N C L U S I O N

IV. 1) Resumen

Dada la situación de la minería del estaño en España, es -necesaria en la actualidad una cuantiosa importación para satisfacer la demanda de este metal. Las reservas estanníferas que existen en Galicia -y en particular en Orense- son de primer orden en España. Sin embargo, dichas reservas son muy poco conocidas. Este trabajo pretende contribuir a un mayor conocimiento de las mismas, que facilite una explotación más racional de nuestros recursos.

La zona de Beariz, cuya extensión es de unos 60 Km²., está formada por sedimentos de edad variable -Precámbrico (?) a Paleozoico -medio-, sometidos a plegamiento y metamorfismo durante la Orogenia Herciniana y a la intrusión de una masa granítica de edad wesfaliense.

Los sedimentos primitivos se han transformado en esquistos, micaositas y cuarzositas episomales (facies pizarras verdes de Winkler), -por efecto del metamorfismo regional herciniano.

La intrusión consiste en un granito de tipo mica -con una facies de borde muscovítica-, que origina un metamorfismo de contacto poco intenso (facies de las corneanas de albita y epidota de Winkler). El emplazamiento tuvo lugar probablemente en un estado plástico, es decir, cuando la masa ya estaba parcialmente consolidada. Los filones y diques aplíticos, turmaliníferos, etc. abundan a lo largo del contacto, así como los efectos metasomáticos debidos a fluidos de origen magmático, entre los cuales se cuentan los que han causado la mineralización.

Se han distinguido tres fases tectónicas hercinianas, siendo las dos primeras homocaxiales, con un eje aproximadamente N-S, mientras que el de la tercera es más o menos perpendicular a éste (Tectónica B₁ B₂). La primera fase da lugar a una esquistosidad σ_1 , de rumbo NNW-SSE predominantemente. La segunda, repliega σ_1 en algunas zonas y de forma casi nunca penetrativa y es responsable de la fracturación -principal; por ser contemporánea de la intrusión, son sus direcciones -de tensión σ_0 (aproximadamente E-W) las que predominan entre las mineralizadas; las fracturas de dirección N-S con relleno pueden deberse, ya sea a la mecánica de la intrusión, ya sea al relajamiento elástico -de los esfuerzos de esta segunda fase, ya sea a la fase tercera, que es mucho más débil que las anteriores y que se manifiesta por la fracturación y por las dispersiones que produce en los máximos de los polos de σ_1 .

Del estudio petrográfico y observaciones de campo, se deduce que ciertas zonas pueden tener interés para una prospección en busca de reservas ocultas. Estas zonas están situadas fuera de las hasta ahora explotadas.

En cuanto a las zonas mineralizadas, se establecen la paragénesis de las distintas minas o grupos mineros accesibles, su secuencia de cristalización y sus condiciones de formación, que en general son neumatolíticas para la mineralización de interés económico (casiterita y wolframita, que se presentan en filones de cuarzo y mica blanca sobre todo), - pudiendo haber una transición hasta el período hidrotermal (mineralización neumatolítico-hidrotermal de casiterita, wolframita y scheelita). La fase hidrotermal propiamente dicha es casi siempre estéril. En la mayor parte de las minas -si no en todas- quedan todavía reservas sin - explotar, pero ninguna de ellas está en actividad actualmente.

IV. 2). Cuestiones propuestas para ulteriores investigaciones.

Dada la situación actual de la minería del estaño en España, cuya producción es manifiestamente insuficiente para cubrir el consumo nacional, conviene prestar atención, en primer lugar, a la investigación detallada, tanto de cada mina como de las zonas con posibles "indicadores de mena" (TISCHENDORF, 1.968), para poder decidir sobre la posibilidad de reactivar la minería en esta zona.

Para ello es necesario lograr un conocimiento lo más exacto posible de las reservas existentes, ya sea mediante sondeos, ya mediante labores mineras, calicatas, etc. Acerca de las labores de reconocimiento de yacimientos filonianos estanníferos, véase GARNETT (1.968). No ha de olvidarse que, según LUGOW [1.968, p. 71] cuando hay filones de cuarzo estanníferos, exteriores a una cúpula granítica -como ocurre en la zona de Bearis-, se da a veces en las zonas profundas un tránsito a depósitos de tipo greisen, al llegar a la parte apical del granito, depósitos cuyo desarrollo se ve favorecido por la impermeabilidad de la roca de caja.

Es también recomendable el investigar el posible contenido - en oro de los sulfuros (sobre todo arsenopirita), que eventualmente podría aumentar la rentabilidad de la explotación. El análisis de elementos traza en el granito podría dar también una orientación acerca de las

posibilidades mineras de la zona (v. AUBERT; GARNETT, 1.968; HOSKING, 1964, 1965, 1967, 1970; LEUTWEIN, 1.965; LUGOW, 1.968; MOUSSU, 1.962; PHAN, 1.965; RATTIGAN, 1.963; RUB, 1.968; JENSEN y HAMILTON, 1.967; TISCHENDORF, 1.968, 1.969), si bien estos resultados han de interpretarse con cierta cautela, pues todavía no hay un acuerdo general sobre todos los problemas implicados en la distribución de dichos elementos, su significado, etc; los elementos más interesantes parecen ser Sn, Li, Be, F, B, W, Cu, Pb, Zn, As, Bi, Nb y tierras raras, entre los que se destacan los cinco primeros, si bien el papel del B no está muy claro - RUB, 1.968, lo considera significativo, mientras que TISCHENDORF, 1969, opina lo contrario; en nuestro caso no parece tener mucha relación con la mineralización: v. lo dicho acerca de la turmalina en III.2. y 3- y HOSKING (1.970) destaca el papel del As; cuando se pretende descubrir depósitos ocultos con posible mineralización, recomienda AUBERT (p. 231) comenzar analizando sólo dos o tres elementos, uno de los cuales ha de ser F; los otros podrían ser, en el caso de Beariz, p. ej. Sn, Li, Be. HENSEN (1.967) publica ya algunos análisis del granito de dos micas -estannífero- de Pontevedra (el que queda al W. de nuestra zona).

La identificación del que hemos denominado "mineral X", - si llegase a encontrarse en cantidad suficiente, sería de interés no sólo científico, sino también posiblemente económico. En efecto, se ha aplicado ya a la prospección geoquímica del estaño el descubrimiento de minerales secundarios que contienen dicho metal y que, por su movilidad, pueden producir amplias aureolas de dispersión (VARIAMOFF, 1.967 y 1.969). En nuestro caso, es de notar que el citado mineral aparece no sólo en las minas, sino también en una de las zonas que parecen haber sufrido acciones pneumatolítico-metasomáticas (zona I, II.3.e).

La determinación de los coeficientes H/F de las wolframitas que aparecen en Magros y Marcofán podría, tal vez, orientar sobre la exactitud de las condiciones termodinámicas de formación, supuestas para la mineralización estudiada (BOLDUAN, 1.954; GUNDLACH y THORIAN, 1.960, p. 10; LEUTWEIN, 1.965, p. 65; LUGOW, 1.968, p. 70; OELSNER, 1.944) , - aunque dada la escasez del mineral, no es de esperar que la información obtenida por este medio sea muy segura; véase además SCHROECKE (1.960), que critica el uso indiscriminado del procedimiento.

Finalmente, pasando a una escala mayor, queda por aclarar la génesis de la mineralización estannífera que aparece en la región galaico-portuguesa, acerca de la cual todavía no se ha llegado a un acuerdo; mientras que YPMA (1.966), por ejemplo, considera dicha mineralización en relación con los granitos de dos micas, que en su opinión han removilizado zonas de preconcentración sedimentaria — como hemos visto en II.1.2.d—, piensa THADEU (1.973), tras estudiar los yacimientos portugueses, que no está en los granitos el origen de las disoluciones mineralizadas, sino que éstas vienen de una fuente profunda, de la cual proceden también aquéllos. El mencionado análisis de elementos traza — de los diferentes granitos hercinianos podría aportar datos para la solución del problema. Problema que, por otra parte, está lejos de haber sido resuelto en los demás yacimientos estanníferos conocidos — (v. los autores citados más arriba, con motivo de los análisis de elementos traza; Además: HAMAGUCHI et al. (1.964), SCHUST, 1.968, STAMPROK, 1.965, VARLANOFF, 1.948 y 1.950, etc).

V. B I B L I O G R A F I A

B I B L I O G R A F I A

- =====
- AHLFELD, F. (1.931) Ueber Tracht und Genesis SnO_2 . Fortschr. d.M.K.G., 16, 47.
- AHLFELD, F. (1958) Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre bergwirtschaftliche Bedeutung. II.Bd.: Zinn und Wolfram. Enke, Stuttgart, 212 p.
- ALFARO, J. (1.970) Informe sobre la minería del estaño en Galicia, Inst. Geol. y Minero de España (inéd.), Madrid.
- AUBERT, G. Contribution à l'étude des granites à albite et mica blanc, riches en fluor, lithium, étain, beryllium, - niobium, tantale, etc... Les gisements de Montebraz et d'Echassières (Massif-Central Français) XXIII - Int. Geol. Congr.; vol. 7, p. 215-232 (trabajo - entregado en 1.967 para su publicación).
- AZCARATE, J.E. (1.972) Metodología y Técnica para la Prospección y Valoración de Placeres aluviales con Casiterita. Publ. de la E.N. Adaro, Madrid.
- BARANOV, V.F. (1.966) Nature of greisenization process in wallrock - zone and formation of metasomatic concretionary - veins of greisen type. Internat. Geology rev., 8, nº 7, p. 770-782.
- BARNES, H.L., ed. (1.967) Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart and Winston, Inc., N. York, 670 p.
- BAUMANN, L. (1.970) Tin deposits of the Erzgebirge. Institution of - Mining and Metallurgy, 553, 45 (431.8), paper - published on 10 May 1.970; p. B68-B75.
- BOLDUAN, H. (1.954) Genetische Untersuchung der Wolframitlagerstätte Pechtelsgrün/V. unter besonderer Berücksichtigung der Verteilung des H/F-Koeffizienten und der - - Spurenelemente Niob und Tantal im Wolframit. Freiburger Forschungshefte, C 10, p. 44-61.
- BRINKMANN, R. (1.939) Informe sobre las concesiones de casiterita Poliviana y Ampliación a Hull en Beariz (Prov. Orense). Instituto Geol. y Minero de España (inéd.), - Madrid.
- CAPDEVILA, R. (1.969) Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord - orientale (NW. de l'Espagne). Tesis Montpellier, C.N.R.S., A.O. 2949, 430 p.

- CISSARZ, A. (1.928) Uebergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. Teil I: Zinn-, Wolfram- und - - Molybdäninformationen. N. Jb. Miner. etc. Beil., - 41, A, 99-274, Stuttgart.
- CLARK, A.H. (1.960) The Fe-As-S system: Phase Relations and Applications. Ec. Geol., 55, p. 1345-1381 y 1631-1652.
- COMISION de Industrias básicas de Metales no férreos y sus Minerales (1.967). II Plan de Desarrollo Económico y Social, edición del B.O. del Estado, Madrid, 83 p.
- CONDE, L.N., V. PEREIRA, E. RIBEIRO y D. THADEU (1.971) Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmo. I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ., Direccão-Geral de Minas e Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 81 p.
- CONTESTACION al cuestionario para el III Plan de Desarrollo Económico y Social (1.970). Comisión de Industrias básicas de Metales no férreos y sus Minerales; Subcomisión 8: Minería y Metalurgia de metales varios, Madrid, p. 1-8.
- DEER, W.A., R.A. HOWIE y J. ZUSSMAN (1.966) An Introduction to the - Rock-forming Minerals. Longmans, London, 528 p.
- FLOOR, P. (1.970) Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques dans le nord-ouest péninsulaire. Bol. Geol. y Minero, 81, II - III, p. 131-134.
- FLOOR, P., H.J. KISCH y OEN ING SOEN (1.970) Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du - Nord du Portugal. Bol. Geol. y Minero, 81, II - III, p. 128-130.
- FOX, D.J. (1.969) Tin Mining in Spain and Portugal. Internat. Tin Council, 1, p. 223-265, London.
- FRISCH, W. (1.971) Die Zinn-Wolfram-Provinz in Rwanda (Zentral-Afrika) aus montangeologischer Sicht. Erzmetall, 24, H. 12, p. 593-600.
- GARNETT, R.H.T. (1.961) Structural control of mineralization in South-West England. Mining Magazine (England), 105, p. 329-337.
- GARNETT, R.H.T. (1.968) The underground pursuit and development of tin lodes. Techn. Confr. Tin, London 1.967 I. Internat. Tin Council, 1, p. 139-202, London 1.968.
- GUNDLACH, H. y W. THORMANN (1.960) Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., 112, I, p. 1-35.
- HAMAGUCHI, H., R. KURODA, N. ONUMA, K. KAWAFUCHI, T. MITSUBAYASHI y K. HOSOHARA (1.964) The geochemistry of tin. Geochemistry et Cosmochimica Acta, 28, p. 1039-1053.

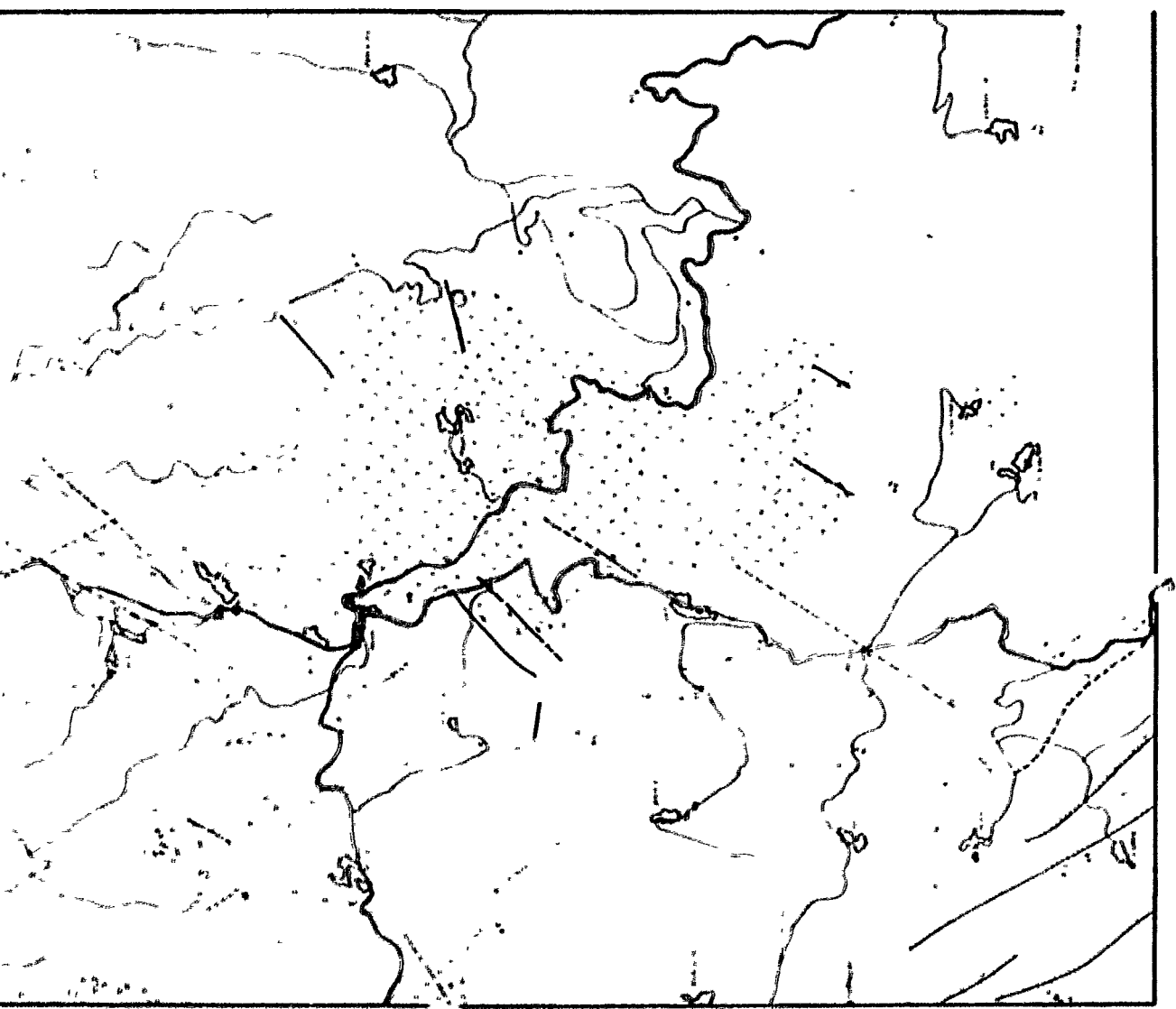
- HARKER, E. (1.970) Metamorphism. Methuen, London, 362 p.
- HATCH, F.H., A.K. WELLS, y M.K. WELLS (1.968) Petrology of the Igneous - Rocks, 12th Ed. Murby, London, 515 p.
- HENSEN, B.J. (1.967) Mineralogy and Petrography of some Tin, Lithium - and Beryllium bearing Albite-Pegmatites near Doade, Galicia, Spain. Leidse Geol. Med., 32, p. 249-259.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1.934) Discurso leído en el acto de su recepción. Acad. Cienc. Exactas, Fis. y Nat. Gráficas Reunidas, Madrid, 69 p.
- HILGEN, J.D. (1.970) The Lalin-unit, a new structural element in the - - hercynian orogeny of Galicia, NW. Spain. KONINKL. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Amsterdam, p. 398-407.
- HILLS, E.S. (1.972) Elements of Structural Geology, 2nd. ed. Chapman - - and Hall, Science Paperbacks, Londres.
- HOSKING, K.F.G. (1.951) Primary Ore Deposition in Cornwall. Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall, 18, 309-356.
- HOSKING, K.F.G. (1.964) Permo-Carboniferous and later primary Mineralisa- tion of Cornwall and South-West Devon. Reprinted - from Present Views on some aspects of the Geology of Cornwall and Devon - Publ. for the 150th. Anniversary of the Roy. Geol. Soc. of Cornwall, p. 201-245.
- HOSKING, K.F.G. (1.965) The Search for Tin. Mining Magazine, 113, nº. 4 (p. 261-273), 5 (p. 368-383) y 6 (p. 448-461).
- HOSKING, K.F.G. (1.967) The Relationship between primary Deposits and - granitic Rocks. Tech. Confr. on Tin of the Intern. Tin Council, London, p. 264-311.
- HOSKING, K.F.G. (1.970) The primary Tin Deposits of South-East Asia - Minerals Sci. Engng., Oct. 1.970, p. 24-50.
- INFORME para el III Plan de Desarrollo Económico y Social (1.971), Madrid, p. 79-90.
- LEUTWEIN, F. (1.965) Les caractéristiques géochimiques de l'évolution - des gisements d'étain et de wolfram de l'Erzgebirge (Allemagne). Sci. de la Terre, 10 (1.964-1.965), - nº. 1, p. 35-78.
- LUGOW, S.F. (1.968) Die geologischen Bedingungen der Bildung von - - Zinnerzlagertstätten unterschiedlicher Formationen und Fragen ihrer Einschätzung. Zeit. angew. Geol., 14, H.2, p. 65-72.
- MAIJER, C. (1.965) Geological investigations in the Amarante region - (N. Portugal) with special reference to the minera- logy of the cassiterite-bearing albite pegmatites. Unpubl. thesis, Univ. Amsterdam.

- MATTE, P. (1968) La structure de la virgation hercynienne de Galice, — (Espagne). Géol. Alpine, t, 44, Grenoble, p. 157-280.
- McKINSTRY, H.E. (1941) Structural Control of Ore Deposition in Fissure Veins. T.P. 1267, Mining Technology, Jan., p. 65-95.
- METZ, K. (1963) Manual de Geologia Tectónica. Omega, Barcelona.
- MOUSSU, R. (1962) La Recherche des Gisements d'étain. Chr. Min., P. 337-347.
- MURAWKI, H. (1972) Geologisches Wörterbuch, 6. Aufl. Enke, Stuttgart.
- NEIVA, J.M. Coteló (1944) Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. Comun. Serv. geol. Port., 25, Lisboa, 251 p.
- NEIVA, J.M. (1945) Granitos e Jazigos minerais de diferenciação magmática das Beiras e Norte de Portugal. Estud. Not. Trab. Serv. Pom. Mineir., 1, Porto, p. 13-38.
- NEWALL, G., y N. RAST, eds. (1970) Mechanism of Igneous intrusion. (Proc. of Symp., 9-11 Jan. 1969, Liverpool). Seel House Press, Liverpool, 380 p.
- NIGGLI, P. (1948) Gesteine und Minerallagerstätten, I. Band. Birkhäuser, Basel, 540 p.
- OELSNER, O. (1944) Ueber erzgebirgische Wolframite. Bericht Freiburger Geol. Gesell., 20, p. 44-49.
- OENING SOEN (1970) Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. Bol. Geol. y Minero, 81, II y III, p. 271-298.
- PARGA-PONDAL, I., y J. Vazquez-Garriga (1929) Contribuciones al estudio de los minerales de Wolframio de Galicia, I. Análisis de las wolframitas de La Brea, Corpiño y Carbocero -- (Lalín, Pontevedra). Archivos do Seminario d'Estudos Galegos, III, 5. Santiago de Compostela.
- PARGA-PONDAL y G. MARTIN CARDOSO (1948) Die Lithiumpegmatite von Lalín, -- Pontevedra, Galicien. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, p. 324-334.
- PARGA-PONDAL, I. (1963) Rocas y minerales de interés económico del Macizo Galaico. Trabajos Lab. Geol. de Lage, nº 14.
- PARGA-PONDAL, y J.M. LOPEZ DE AZCONA (1965) Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, No. 78, p. 221-236.
- PHAN, K.D. (1965) Distribution des traces d'étain, de lithium et de -- beryllium dans quelques massifs granitiques du Morbihan. Différences entre granites stannifères et granites -- stériles. Bull. BRGM, 5, p. 1-39.
- PRIEM, H.N.A., N.A.J.M. BOELRIJK, R.H. VERSCHURE, E.H. HEBEDA y E.A.T. -- VERDURMEN (1970) Dating Events of Acid Plutonism -- through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. Eclog. geol. Helv., Vol. 63/1, Basel, p. 255-274.


- RAMDOHR, P. (1969) The Ore Minerals and Their Intergrowths. Pergamon Press, Oxford, 1174 p.
- RATTIGAN, J.H. (1963) Geochemical Ore guides and techniques in exploration for tin. Proc. Austral. Inst. Min. Metall., 207, p. - 137-148.
- RUB, M.G. (1968) Die Besonderheiten der stofflichen Zusammensetzung und - Genesis zinnführender magmatischer Komplexe und der Charakter ihrer Vererzung. Zeit. angew. Geol., 14, H. 4, p. 193-204.
- SAINSBURY, C.L. y HAMILTON, J.C. (1967) Geology of Lode Tin Deposits. Techn. Confr. on Tin of the Intern. Tin Council, London, p. 315-349.
- SANDER, B. (1948) Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. Springer, Viena.
- SCHNEIDERHOHN, H. (1937) Informes sobre la mineralización estannífera en - algunas minas gallegas. Inst. Geol. y Min. de España (Archivo), Madrid, 4 p.
- SCHNEIDERHOHN, H. (1941) Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, I. Bd.: Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. Fischer, Jena 858 p.
- SCHROECKE, H. (1960) Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. Beitr. zur Min. und Petrographie, 7 p. 166-206.
- SCHULZ, G. (1835) Descripción geognóstica del Reino de Galicia. Madrid, 52 p.
- SCHUST, F. (1968) Strukturelle Probleme der regionalen Metallogenie des Erzgebirges und Vogtlandes. Zeit. angew. Geol., 14, H. 2, p. - 57-65.
- SITTER, L.U. de (1970) Geología Estructural, 2ª. ed. Omega, Barcelona.
- SLUIJK, D. (1963) Geology and tin-tungsten deposits of the Regoufe area, N. Portugal. Thesis Univ. Amsterdam.
- SMITH, F.G. (1947) Transport and Deposition of the non-Sulphide Vein Materials; II: Cassiterite. Econ. Geol., 42, p. 251-264.
- SPRY, A. (1969) Metamorphic Textures. Pergamon, Oxford, 350 p.
- STEMPROK, M. (1965) On the Relation of Tin-Tungsten-Molybdenum Ore Deposition to Granites. Krystalinikum, 3, p. 163-183.
- STRECKEISEN, A.L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N.Jb. Miner. Abh., 107, Stuttgart, p. 144-214.
- SUSHCHEVSKAYA, T.M. e I.L. KHODAKOUSKII (1968) Acerca de las condiciones de formación de minerales de estaño en yacimientos hidrotermales (en ruso). Doklady Akademii Nauk SSSR, 181, № 6, p. 1476-1479.
- SZADECZKY-KARDOSS, E. (1970) Evolution of Ore Lodes of igneous Origin. Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., 14, p. 217-221.
- TEX, E. den (1966) Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. Leidse Geol. Med., 36 p. 211-222.

- THADEU, D. (1965) Características da mineralizacão hipogénica estannovolframítica portuguesa. Bol. Ord. Eng., 10 (1) Lisboa, p. 61-81.
- THADEU, D. (1973) Les gisements stannio-wolframitiques du Portugal. Ana. - Soc. Géol. de Belgique, t. 96, p. 5-30.
- TISCHENDORF, G. (1968) Das System der metallogenetischen Faktoren-Indikatoren bei der Prognose und Suche endogener Zinnlagerstätten. Zeit. angew. Geol., 14, Heft 8, p. 393-405.
- TISCHENDORF, G. (1969) Ueber die kausalen Beziehungen zwischen Granitoiden und endogenen Zinnlagerstätten. Fakten und Modellvorstellung. Zeit. angew. Geol., 15, H. 7 p. 333-342.
- TURNER, F.J., y L.E. WISS (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, London New York, 545 p.
- VARLAMOFF, N. (1948) Gisements de cassitérite de la région de Kalima (Maniema, Congo Belge). Ann. Soc. Géol. Belg., 71, Bull. n° 7, p. B1 94-B234 (+ fotografías; planches hors texte)
- VARLAMOFF, N. (1949) Relations entre les facies des cristaux de cassitérite de la région de Kalima (Congo Belge) et la géologie de leurs gisements. Ann. Soc. Geol. de Belg., 72, Juill., p. B289-B316.
- VARLAMOFF, N. (1950) Granites et Mineralisation au Maniema (Congo Belge). - Ann. Soc. Géol. de Belg. 73 p. 111-170.
- VARLAMOFF, N. (1967) Comportement des minéraux et des minerais d'étain — dans la zone d'altération superficielle. Possibilités — d'application de méthodes géochimiques simples pour la recherche des gisements d'étain. Acad. Roy. des Sci. d'Outre-Mer, Bull. Séances N° 6, Bruxelles, p. 1152-1174.
- VARLAMOFF, N. (1969) The Bearing of tin minerals and ores in the weathering zone and the possibility of geochemical exploration for tin (Intern. Geoch. Expl. Sump.). Quarterly of the Colorado School of Mines, 64, n° 1, Jan., p. 479-495.
- VIE, G. (1971) Gites Minéraux et métallifères de Galice. Le Génie Civil, t. 148. No. 2, p. 84-85.
- WEDEFOHL, K.H. y TURELIAN, K.K., 1961. Distribution of some elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. America Bull., 72, p. 175-192.
- WILSON, G. (1961) The tectonic significance of small scale structures, and — their importance to the geologist in the field. Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. LXXXIV, p. 423-537.
- WINKLER, H.G.F. (1967) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer. Berlin, 237 p.

- WINKLER, H.G.F. (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the Four Divisions of Metamorphic State, and of a Classification Based on Isograds in Common Rocks. N. Jb. - Miner. Mh., H. 5, p. 189-248.
- YPMA, P.J.M. (1966) Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España). Leidse Geol. Mo., 36, - p. 279-291.
- ZEN QING-PENG y YANG BAI-LIN (1966) On the direction and the channel of — movement of the mineralizing solution and its significance in geological research (with special reference to observation obtained on a wolframite-cassiterite deposit). Sci. Geol. Sinica, 2, Pekín, p. — 108-115 (en chino; res en inglés).
- ZUUREN, A. van (1965) Mineragrafie, genese en economische geologie van de tin en wolfram-mineralisaties te San Fínx (Prov. La Coruña). Diss. Geol. Inst., Leiden.



**MAPA GEOLOGICO
DE LA ZONA DE**

	<p> RECEIVED APR 11 1964 FBI - NEW YORK </p>	<p> RECEIVED APR 11 1964 FBI - NEW YORK </p>	<p> RECEIVED APR 11 1964 FBI - NEW YORK </p>
---	---	---	---

4

5

6a

CHLORO WAGNUS

8b

9a

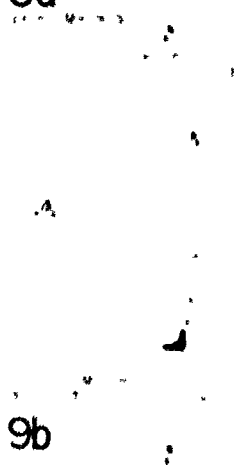
9b

2-1-5 1%

FRACIUNAS VINILOFAN (ESTER-LESS)
20077, 05-2-5-125 20-32 45%

PCOM, 05 2-5 20 32 45%

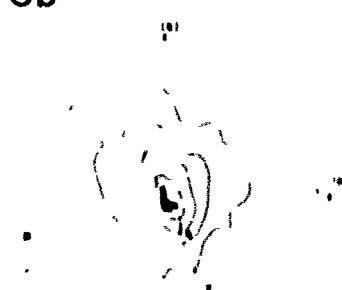
6a



9b



6b



10 (SINOPSIS)



FRAGMENTACIÓN Y LINEACIONES
FRAGMENTACIÓN EN MINAS

MAPA DEL D. G. 1
N. 2122474 00-02 01

GEOLOGIA ES DIAGRAMAS

IT = POLOS DE S
DIAGR 6b-7b-8b-9b = DIA
1" EJE DE GIRO, CON IN
Y ANGULO
ORIENTACION (N), (S)
N, S

GRUPO MINERO 'MAGROS'

PLANO 2 - Baseada en

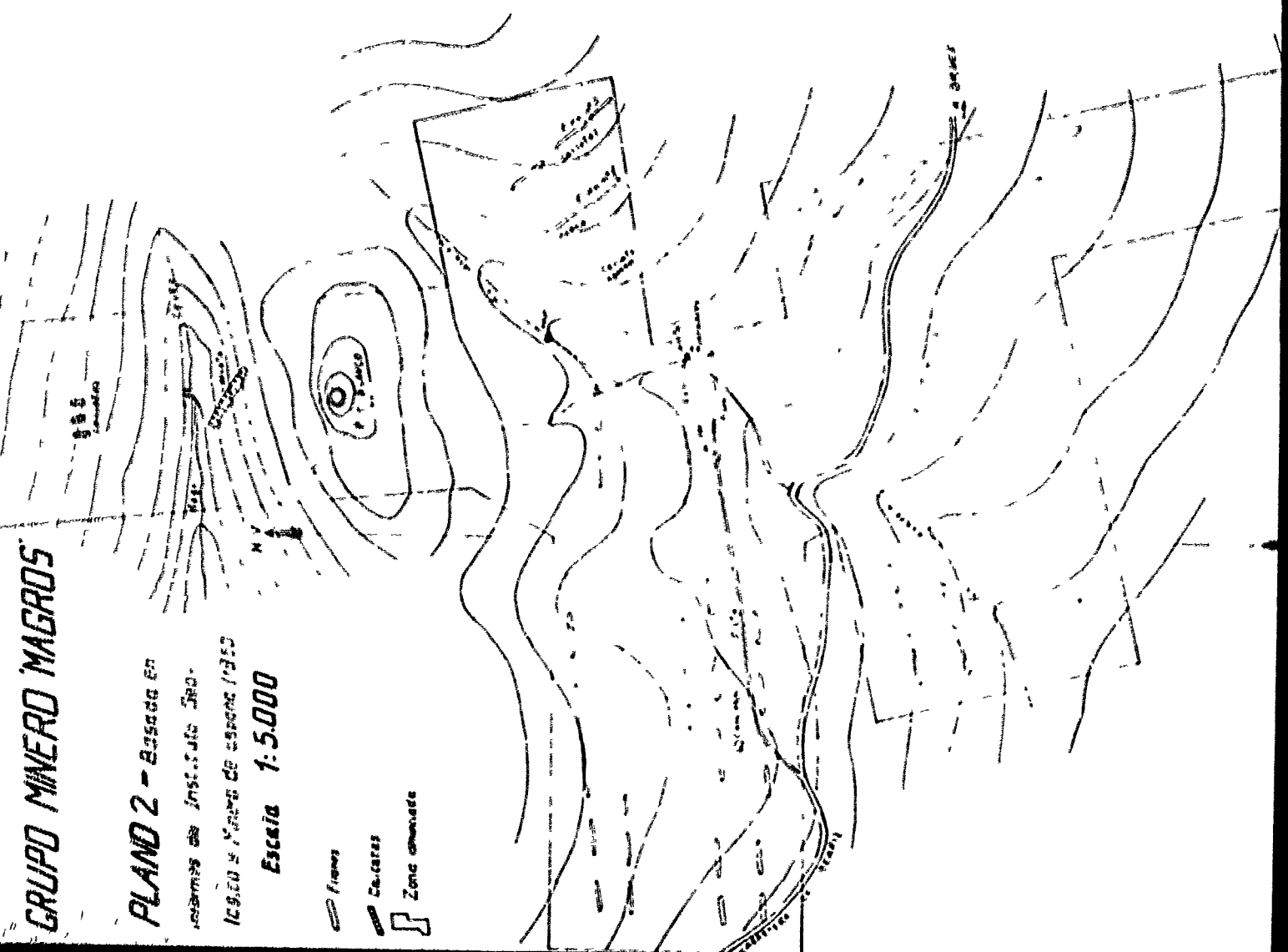
informes del Instituto Geo-
logico y Minero de España (1950)

Escala 1:5.000

Fuente

Caceres

Zona minera



GRUPO MINERO MARCOFAN

PLANO 3 - 1

ESCALA 1:5000